



I micascisti argentei e le rocce associate della Falda del Gran Paradiso: studio geologico-petrografico sullo spartiacque Valeille-Valnontey (Valle d'Aosta)

Fabrizio Colombo

► To cite this version:

Fabrizio Colombo. I micascisti argentei e le rocce associate della Falda del Gran Paradiso: studio geologico-petrografico sullo spartiacque Valeille-Valnontey (Valle d'Aosta). Petrography. Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Dipartimento di Scienze della Terra; Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi di Torino, 1990. Italian. NNT: . tel-01382096

HAL Id: tel-01382096

<https://theses.hal.science/tel-01382096>

Submitted on 18 Oct 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI TORINO

FACOLTA' DI SCIENZE M.F.N.

Dipartimento di Scienze della Terra

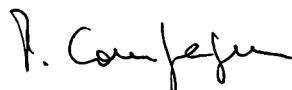
TESI DI LAUREA
IN
SCIENZE GEOLOGICHE

I MICASCISTI ARGENTEI E LE ROCCE ASSOCIATE
DELLA FALDA DEL GRAN PARADISO:
STUDIO GEOLOGICO-PETROGRAFICO
SULLO SPARTIACQUE VALEILLE-VALNONTÉY (VALLE D'AOSTA)

sostenuta il : 19 novembre 1990
/soutenue le

Relatori :
/directeurs

Prof. Roberto COMPAGNONI



Dott. Ugo POGNANTE



Contro-relatore: Prof. Giorgio MARTINOTTI
/examineur

Candidato:
Fabrizio COLOMBO

Anno Accademico 1989/1990

RINGRAZIAMENTI

Innanzitutto desidero ringraziare i miei genitori, che con il loro aiuto mi hanno permesso di realizzare questo lavoro.

Un ringraziamento particolare è rivolto ai miei relatori: il Dott. Ugo Pognante, il Prof. Roberto Compagnoni.

Infine, ricordando tutti coloro che mi hanno fornito un'aiuto durante lo svolgimento di questo lavoro, desidero ringraziare quei professori che in questi anni di studio, hanno saputo trasmettermi, oltre a preziosi insegnamenti, l'amore per la geologia.

INDICE

1	INTRODUZIONE	pag. 1
2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag. 3
3	LA FALDA CRISTALLINA DEL GRAN PARADISO	pag. 5
3.1	La fase pionieristica degli studi	pag. 5
3.2	Gli studi sul massiccio del Gran Paradiso negli ultimi trent'anni	pag. 8
3.3	Tettonica e metamorfismo	pag. 13
4	STUDI PRECEDENTI RELATIVI ALL'AREA IN ESAME	pag. 16
4.1	Basamento cristallino	pag. 16
4.2	Geomorfologia e quaternario	pag. 20
5	RELAZIONI TRA DEFORMAZIONE E VARIAZIONI TESSITURALI E COMPOSIZIONALI IN ROCCE GRANITOIDI	pag. 21
5.1	Descrizione della situazione strutturale	pag. 21
5.2	Le miloniti	pag. 38
5.3	La modificazione chimico mineralogica legata ai processi deformativi	pag. 41
6	OSSERVAZIONI DI TERRENO	pag. 58
6.1	<u>Falda del Gran Paradiso: Gneiss Minuti</u>	pag. 59
6.1.1	Gneiss fini	pag. 59
6.1.2a	Gneiss a porfiroblasti di albite	pag. 62
6.1.2b	Micascisti gneissici	pag. 65
6.1.3	Gneiss fini listati	pag. 66
6.1.4	Quarzomicascisti	pag. 67
6.1.5	Metabasiti	pag. 69

6.2	<u>Falda del Gran Paradiso: Gneiss Occhiadini e rocce associate</u>	pag. 72
6.2.1	Metagraniti	pag. 72
6.2.2	Ortogneiss	pag. 73
6.2.3	Micascisti argentei talora a cianite e cloritoide	pag. 80
6.2.4	Inclusi nei metagraniti e negli ortogneiss	pag. 82
6.2.5	Meta-apliti	pag. 83
6.2.6	Vene a clorite e cloritoide	pag. 85
6.2.7	Vene a quarzo e cloritoide	pag. 86
6.3	<u>Rocce carbonatiche mesozoiche</u>	pag. 87
6.3.1	Marmi	pag. 87
6.3.2	Fels a carbonato di calcio, anfibolo e quarzo	pag. 87
6.3.3	Scisti carbonatici	pag. 88
6.3.4	Carniole	pag. 89
6.4	Geomorfologia e quaternario	pag. 90
6.4.1	Depositi e forme di modellamento glaciale	pag. 90
6.4.2	Coni detritici e/o di valanga	pag. 92
6.4.3	Depositi detritici e/o di valanga	pag. 92
6.4.4	Depositi alluvionali terrazzati e recenti	pag. 93
6.4.5	Depositi eluvio-colluviali	pag. 93
6.5	Osservazioni strutturali	pag. 96

7	OSSERVAZIONI PETROGRAFICHE	pag. 111
7.1	<u>Falda del Gran Paradiso: Gneiss Minuti</u>	pag. 111
7.1.1a	Gneiss fini	pag. 111
7.1.1b	Gneiss fini eterogeneamente albitizzati	pag. 115
7.1.2	Micascisti gneissici	pag. 117
7.1.3	Gneiss fine a bande con biotite, epidoto e anfibolo	pag. 120
7.1.4	Quarzomicascisti	pag. 124
7.1.5	Metabasiti	pag. 126
7.2	<u>Falda del Gran Paradiso: Gneiss Occhiadini e rocce associate</u>	pag. 132
7.2.1	Metagraniti	pag. 132
7.2.2	Ortogneiss s.l.	pag. 136
7.2.2a	Ortogneiss debolmente foliati	pag. 138
7.2.2b	Ortogneiss	pag. 145
7.2.2c	Ortogneiss milonitici	pag. 150
7.2.2d	Ortogneiss leucocrati	pag. 154
7.2.3	"Micascisti argentei" s.l.	pag. 158
7.2.3a	"Micascisti argentei" a \pm granato	pag. 158
7.2.3b	"Micascisti argentei" a cianite	pag. 165
7.2.3c	"Micascisti argentei" a cloritoide magnesiaco	pag. 168
7.2.3d	"Micascisti argentei" a cloritoide ferriifero	pag. 178
7.2.3e	"Micascisti argentei" a cloritoide + cianite	pag. 184
7.2.3f	Inclusi nei "micascisti argentei": Fels a clorite	pag. 188

7.2.4	Inclusi nei metagraniti	pag. 189
7.2.4a	Fels a quarzo, albite e due miche	pag. 189
7.2.4b	Gneiss a due miche e clinozoisite	pag. 192
7.2.5	Meta-apliti	pag. 194
7.2.6a	Vene a cloritoide	pag. 198
7.2.6b	Vene a clorite e porfiroclasti di cloritoide	pag. 200
7.2.7	Vene a quarzo, cloritoide, zoisite e mica chiara	pag. 203
7.2.8	Vene di quarzo	pag. 205
7.3	<u>Rocce carbonatiche mesozoiche:</u>	pag. 207
7.3.1	Marmi a mica chiara e clorite	pag. 207
7.3.2	Fels a carbonato di calcio anfibolo, quarzo e albite	pag. 209
7.3.3	Scisti carbonatici a quarzo e mica chiara	pag. 211
8	EVOLUZIONE METAMORFICA	pag. 213
9	CONCLUSIONI	pag. 228
	APPENDICE A	pag. 237
	RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	pag. 244

Allegati al testo: Carta geologica alla scala 1: 5000

Carta geologica alla scala 1: 1000

Album fotografico

RIASSUNTO

In un'area situata sullo spartiacque Valeille-Valnontey è stato effettuato un rilevamento alla scala 1:5000. All'interno di questa è stato effettuato un rilevamento di estremo dettaglio alla scala 1:1000 di un'affioramento particolarmente interessante per lo studio delle relazioni tra "micascisti argentei" e rocce associate. Al lavoro di terreno è stato affiancato uno studio petrografico volto a comprendere l'evoluzione metamorfica, le relazioni esistenti tra "micascisti argentei" e rocce associate, e l'origine dei "micascisti argentei". Fino ad oggi due sono state le tendenze interpretative a riguardo della genesi dei "micascisti argentei", della Falda del Gran Paradiso, come pure quelli della Falda del Monte Rosa. La prima (BEARTH, 1952; REINHARDT, 1966; DAL PIAZ, 1971; COMPAGNONI & LOMBARDO, 1974; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986) individua come granitico il protolite, mentre la genesi è addebitata ad un processo fortemente allochimico, accompagnato ad un evento deformativo lungo zone di taglio. BALLEVRE (1986) in accordo con il fatto che i "micascisti argentei" siano strettamente associati a zone di shear, non fa però ipotesi sul possibile protolite. CHOPIN (1981) avvalorava invece un'altra tesi, secondo la quale i "micascisti argentei" si sarebbero prodotti in seguito ad un metamorfismo di alta pressione da originarie rocce pelitiche. Lo scopo di questo lavoro era dunque quello di acquisire il massimo numero possibile di dati che permettessero di definire l'origine di queste rocce. L'evoluzione metamorfica alpina dei "micascisti argentei", è stata suddivisa in tre eventi (M1-1, M1-2 e M2). L'evento M1-1 è caratterizzato da paragenesi a cloritoide, talco, fengite, rutilo e clorite, e corrisponde con all'evento in facies eclogitica riconosciuto da tempo nelle metabasiti. Successivamente si è verificato l'evento M1-2 con paragenesi a cianite e clorite. L'evento M1-2 è associato ad una riequilibrio a pressione ancora relativamente elevate ed è stato riconosciuto in questo lavoro per la prima volta nei "micascisti argentei". Esso può testimoniare un'evoluzione decompressionale successiva al picco barico eclogitico e/o un progressivo arricchimento in Al e Mg rispetto al Fe nel sistema chimico globale, che avrebbe favorito lo sviluppo di paragenesi a cianite e clorite. L'evento metamorfico M2, testimonia una riequilibrio in facies scisti verdi di bassa pressione. Sulla base dei dati forniti da questo lavoro, i "micascisti argentei" affioranti nella zona ad est della Punta Fenilia (spartiacque Valeille-Valnontey) nel settore nord-orientale della Falda del Gran Paradiso, sono interpretati come il risultato della trasformazione sin-metamorfica in zone di shear duttile, di originari metagraniti e ortogneiss derivati da graniti Paleozoici. Dalla mineralogia osservata, risulta chiaro che la trasformazione dei metagraniti e degli ortogneiss in "micascisti argentei" implica un processo metamorfico fortemente allochimico coevo con la formazione delle zone di shear duttile e l'infiltrazione di fluidi (suggerita

dall'esistenza di vene metamorfiche) all'interno di grossi corpi granitici.

1 INTRODUZIONE

1.1 Inquadramento geografico

L'area oggetto di studio è situata nella parte meridionale della Valle d'Aosta, comprende il versante destro della bassa Valnontey ed il versante sinistro della bassa Valeille.

Essa risulta compresa nelle Tavole: Torre del Gran San Pietro (I S.E.) e Cogne (I N.E.) del Foglio 41 della Carta d'Italia alla scala 1:25000 dell' I.G.M.I.

Come riferimento topografico è stata utilizzata la cartografia alla scala 1:10000 della Regione Autonoma della Valle d'Aosta, e precisamente le Tavole: Valnontey (3.70 E., 50.50 N.), Lillaz (3.74 E., 50.50 N.), Bec du Vallon (3.70 E., 50.46 N.) e Valeille (3.74 E., 50.46 N.).

1.2 Obbiettivo del lavoro

In questo lavoro si è prestata particolare attenzione allo studio di alcuni micascisti argentei ed alle relazioni di terreno, microstrutturali e petrografiche con le rocce, prevalentemente granitoidi, ad essi associate.

Dopo aver osservato alcuni degli affioramenti segnalati precedentemente (COMPAGNONI & LOMBARDO, 1974; BALLEVRE, 1986), si è scelta come area più idonea allo scopo del lavoro, quella sopra descritta.

In quest'area è stata svolta una campagna di rilevamento durante la primavera e l'estate 1989 alla scala 1:5000.

Un rilevamento di estremo dettaglio, alla scala 1:1000,

relativo ad un'area più limitata, all'interno della precedente, è stato inoltre effettuato grazie alla buona esposizione dei litotipi oggetto del presente lavoro.

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Falda del Gran Paradiso (Figura 2.1) affiora in un'area all'incirca ellittica, con asse maggiore disposto in direzione N-NE S-SO e con un diametro maggiore di circa quaranta chilometri.

Strutturalmente è compresa nel Dominio Pennidico interno delle Alpi Occidentali insieme agli altri nuclei cristallini Pre-Triassici del Monte Rosa e del Dora Maira (ARGAND, 1911). Tutti questi tre nuclei cristallini sono costituiti da rocce prevalentemente metamorfiche e granitiche di età ercinica o pre-ercinica (DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986).

Strutturalmente sono coperti da una sequenza mesozoica scollata e discontinua comprendente quarziti triassiche e marmi, seguiti dai Calcescisti giurassici e cretacei (ELTER, 1971).

Le Unità Pennidiche interne e le associate sequenze mesozoiche scollate, sono tettonicamente ricoperte da una serie di rocce ofiolitiche metamorfosate e da Calcescisti (Falda Ofiolitica), che conservano l'impronta di un metamorfismo in facies eclogitica, seguito da una sovraimpressione in facies scisti verdi (DAL PIAZ, 1974).

Verso l'interno della struttura alpina (Est), la Falda Ofiolitica è coperta dalla Zona Sesia, comprendente metagraniti e metamorfiti polimetamorfiche.

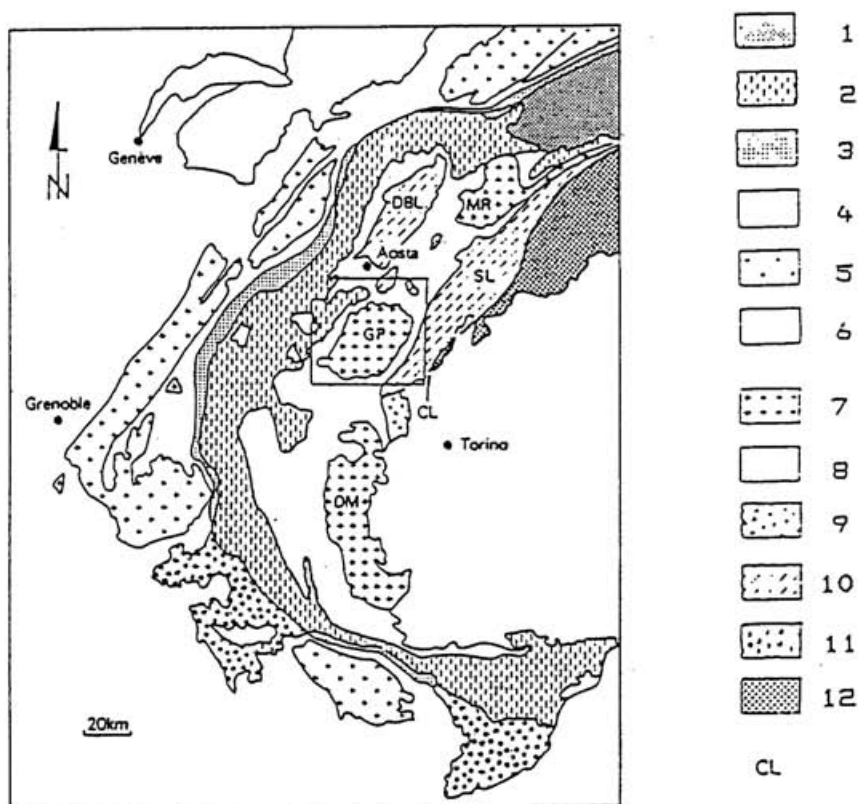
Anche in questo caso si può riconoscere un'evento in facies eclogitica, seguito da un'evento successivo in facies scisti verdi (COMPAGNONI, DAL PIAZ, HUNZIKER, GOSSO, LOMBARDO e

WILLIAMS, 1977).

Sul lato esterno (verso Ovest), la Falda Ofiolitica subisce una locale sovrapposizione da parte della Zona Brianzonese (BEARTH, 1963; CABY, 1968; ELLENBERGER 1958).

La Zona Brianzonese comprende un basamento pre-triassico, scisti permo-carboniferi e marmi mesozoici.

Gran parte di questa unità conserva l'impronta di due eventi metamorfici: il primo in facies scisti blu, un successivo in facies scisti verdi (SALIOT, 1978).



1) Copertura Elvetica; 2) Basamento Elvetico; 3) Prealpi; 4) Zona Sub-brianzonese; 5) Zona Brianzonese; 6) Falde Pennidiche inferiori; 7) Unità del Monte Rosa (MR), del Gran Paradiso (GP) e del Dora Maira (DM); 8) Zona Piemontese; 9) Peridotiti di Lanzo; 10) Unità Austroalpine: Falda della Dent Blanche (DBL), Zona Sesia Lanzo (SL); 11) Flysch a Helmintoides; 12) Zona Ivrea e basamenti ignei e metamorfici delle Alpi Meridionali; CL: Linea del Canavese

FIGURA 2.1: Schema tettonico delle Alpi Occidentali in cui è rappresentata la posizione della Falda del Gran Paradiso (Tratta da VISSERS & COMPAGNONI, 1984; modificato)

3 LA FALDA CRISTALLINA DEL GRAN PARADISO

3.1 La fase pionieristica degli studi

La geologia di questa falda cristallina, ed i problemi ad essa associati, sono stati oggetto di indagine fin dalla metà del secolo scorso, quando SISMONDA, (1840), considerò già i graniti come rocce eruttive, quest'idea fu però subito abbandonata da BARETTI (1868) che divise il gruppo del Gran Paradiso in zone distinte, ma considerò il granito grigio e lo gneiss porfiroide a grana grossolana come rocce sedimentarie, quindi metamorfosate, escludendo l'ipotesi che il granito fosse di origine eruttiva. Anche GASTALDI (1874), in quel periodo aveva maturato l'opinione della origine sedimentaria dei graniti, infatti affermò che nelle Graie e nelle Cozie il plutonismo fosse un mito.

BARETTI (1877), fa notare la mancanza di un limite ben definibile tra le masse di gneiss e di granito, quindi insiste nell'affermare di origine sedimentaria lo gneiss granitoide centrale; a riguardo dei caratteri metamorfici della zona, il BARETTI si trova in accordo con il GASTALDI nell'affermare che il metamorfismo è quello normale, dovuto semplicemente all'antichità.

La distinzione tra gneiss occhiadini e gneiss minuti comparve sulla Carta geologica delle Alpi occidentali alla scala 1:400000 del 1908, quindi sui fogli Ivrea e Gran Paradiso (1912), della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100000, mentre fu omessa nel foglio Tignes della Carte géologique de France alla scala 1:50000 del 1930.

Per avere delle descrizioni più precise, dal punto di vista petrografico, si dovettero attendere i lavori di CORNELIUS, (1917), e di DAL PIAZ G.B., (1928), i quali descrissero gli gneiss occhiadini come ortogneiss.

Secondo il primo autore gli ortogneiss sono il risultato del metamorfismo di un'intrusione granitica di età tardo alpina, per il secondo si trattò invece di una trasformazione, in seguito al metamorfismo alpino, di un intrusione granitica pre-Triassica.

Anche i lavori successivi di DAL PIAZ G.B. del 1938 e 1939, interpretarono gli gneiss occhiadini come i prodotti metamorfici alpini di graniti pre-Triassici, interpretazione già formulata da ARGAND, (1934).

CORNELIUS, (1936), li attribuì invece ad un plutonismo, premetamorfico, ma di età alpina precoce, sin-orogenetico. MICHEL, (1953), concluse che gli gneiss occhiadini non erano degli ortogneiss, derivati dal metamorfismo di un intrusione granitica, bensì delle embrechiti derivanti dalla migmatizzazione di una serie sedimentaria, essenzialmente pelitica.

Come TERMIER, (1904), anche MICHEL interpretò gli gneiss minuti, come le parti più recenti di questa serie; tuttavia MICHEL ritiene di età pre-namuriana la serie originaria, mentre TERMIER la considerava permocarbonifera post-dinantiana. PANGAUD, LAMEYRE & MICHEL, (1957) suggerirono, inoltre, che i processi metasomatici avvennero durante il ciclo ercinico, e non in quello alpino, come sostenuto da

TERMIER.

BIANCHI & DAL PIAZ G.B., (1959), criticando il precedente lavoro di MICHEL, sostenevano la derivazione granitica degli ortogneiss.

3.2 Gli studi sul massiccio del Gran Paradiso

negli ultimi trent'anni

Il primo lavoro, pubblicato negli anni sessanta è quello di ELTER G., (1960), il quale si trovò in disaccordo con gli autori che sostenevano l'ipotesi di una trasformazione metasomatica, per spiegare la genesi degli ortogneiss, portando come esempi, semplici ma significative osservazioni di terreno.

AMSTUTZ, (1962), considerò gli gneiss minuti come una copertura vulcano detritica post-ercinica, di età permocarbonifera, di migmatiti ed anatessiti erciniche, formatesi a spese di sedimenti devoniani e siluriani, e trasformati dal metamorfismo alpino negli attuali "ortogneiss ortosici".

Nel 1965, DAL PIAZ G.B. descrive gli gneiss minuti come precambriani, mentre, a riguardo degli gneiss occhiadini, concorda con ARGAND, nel ritenere di età ercinica l'intrusione granitica, dalla quale essi si sono poi sviluppati.

BERTRAND & SALIOT, (1966), individuano come processo genetico, degli gneiss occhiadini, una granitizzazione metasomatica di età ercinica ai danni di rocce vulcaniche o vulcano-detritiche.

Studi successivi, ribadiscono l'origine intrusiva e l'età ercinica degli gneiss occhiadini (CALLEGARI, COMPAGNONI & DAL PIAZ G.V., 1969).

Il lavoro di ELTER (1971) distinse dai calcescisti s.s., con

3 La Falda cristallina del Gran Paradiso

i quali erano stati fino ad allora confusi, dei calcescisti liassici. Questi ultimi non presentano tracce di relazioni primarie con le ofioliti e le formazioni a facies brianzone. Sono quindi riferibili, insieme al loro substrato triassico, alla Copertura mesozoica scollata della Falda del Gran Paradiso.

I calcescisti liassici, sempre secondo ELTER (1971), sono costituiti da una sequenza di marmi fillitici grigi più o meno silicei. I livelli inferiori di questa sequenza sono spesso costituiti da qualche metro di marmi silicei debolmente micacei, stratigraficamente superiori a delle facies di transizione riferibili al retico (calcari con intercalazioni dolomitiche) e a calcari dolomitici stratificati del trias. Continuando verso il basso della sequenza si hanno dolomie e dolomie listate ad affinità aniso-ladinica, gesso, carnirole e quarziti sericitiche del trias inferiore. Lo spessore massimo, per lo meno nel settore limitrofo alla Valle di Cogne, dei marmi liassici è di 150 metri circa.

Tornando ad analizzare la Falda del Gran Paradiso, un ciclo sedimentario precarbonifero, avrebbe permesso la deposizione di sedimenti arenaceo argillosi o grovacche con intercalazioni di rocce eruttive effusive basiche, ferrobasalti secondo DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO, (1986). Il tutto rappresenterebbe il basamento pregranitico di alto grado (metamorfismo ercinico precoce o anteriore), con sovraimpronta alpina (CALLEGARI, COMPAGNONI & DAL PIAZ G.V.,

1969; COMPAGNONI & PRATO, 1969; COMPAGNONI, ELTER G. & LOMBARDO, 1974), e viene definito come "Complesso degli Gneiss Minuti". Questi autori (COMPAGNONI et al., 1974) riconoscono inoltre, sempre come appartenenti al Complesso degli Gneiss Minuti, un'insieme di litofacies detritiche, anche grossolane e paragenesi esclusivamente alpine, affioranti esclusivamente nell'alta Valnontey, le quali vengono riferite ad un ciclo sedimentario carbonifero superiore ("Complesso Monometamorfico del Money" Auct.).

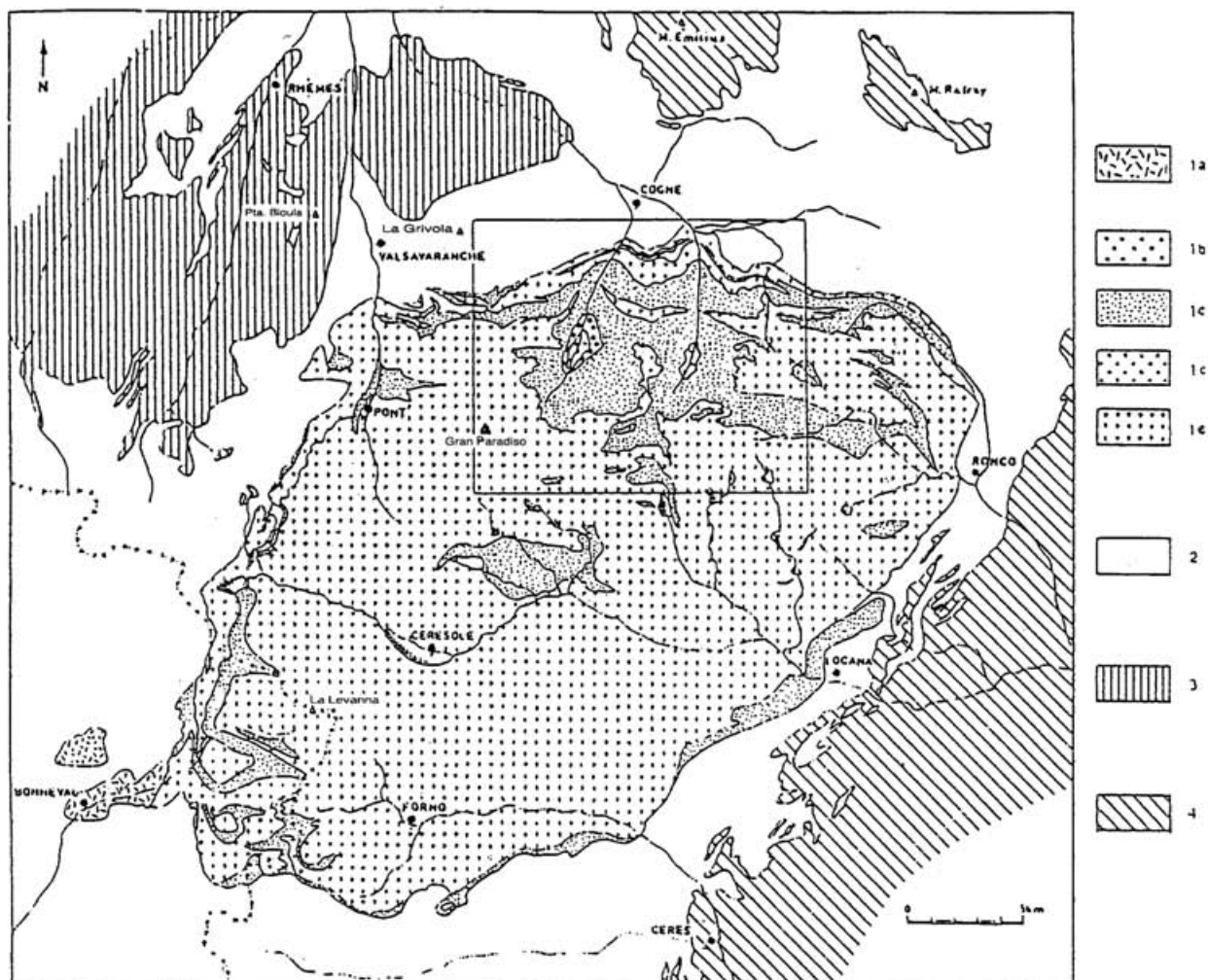
VEARNCOMBE, (1983) riferisce di un basamento di metasedimenti, e metabasiti (gneiss minuti), entrambi intrusi da un granito tardo ercinico. Lo gneiss di Bonneval, affiorante nella parte occidentale del massiccio, è costituito da metasedimenti, rocce vulcaniche e vulcano-detritiche molto deformate.

In definitiva la Falda del Gran Paradiso (Figura 3.1), comprende tre principali complessi litologici (COMPAGNONI et al., 1974): 1) l'insieme di Bonneval (definito da BERTRAND, 1968, come una copertura vulcano detritica post granitica attribuibile al permiano o al viseano), questo costituisce solo l'estremo occidentale della falda ed è separato dal corpo principale da una faglia. 2) un complesso di ortogneiss ghiandolari e metagranitoidi ("Complesso degli Gneiss Occhiadini" Auct.); 3) una sequenza di gneiss minuti ad albite - mica - clorite con livelli di metabasiti ("Complesso degli Gneiss Minuti" Auct., ulteriormente suddiviso in un Complesso monometamorfico del Money e nel Complesso

polimetamorfico).

Una sequenza discontinua di metasedimenti di età mesozoica rappresenta verosimilmente la copertura scollata del basamento pre-triassico, come riconosciuto da ELTER (1971).

3 La Falda cristallina del Gran Paradiso



- 1) Falda del Gran Paradiso: a) Insieme di Bonneval; b) Complesso monometamorfoico del Money ("gneiss minuti" p.p.); c) Complesso polimetamorfoico ("gneiss minuti" p.p.); d) Ortoderivati granitici dell'Erfault; e) Insieme degli "gneiss occhiadini".
 - 2) Copertura mesozoica della Falda del Gran Paradiso e della Valsavaranche; calcescisti con ofioliti.
 - 3) Zona del Gran San Bernardo (Falda della Valsavaranche)
 - 4) Zona Sesia-Lanzo e lembi di ricoprimento del M.Emilius e del M.rafray
- L'area nel riquadro è rappresentata nella FIGURA 4.1.

FIGURA 3.1: Schema geologico della Falda del Gran Paradiso e delle unità limitrofe (Tratta da COMPAGNONI, ELTER & LOMBARDO, 1974; modificata).

3.3 Tettonica e metamorfismo

La Falda del Gran Paradiso era ritenuta autoctona dagli autori precedenti ad ARGAND (1934). L'ipotesi dell'autoctonia venne ancora sostenuta da AMSTUTZ (1949) e da MICHEL (1953). ELTER G. (1960) riconoscendo l'impossibilità di ricostruire la struttura profonda della falda, contraddice le prove fornite dai sostenitori dell'autoctonia e, si trova in accordo con quanto detto in precedenza da ARGAND, (1934), considera cioè il massiccio del Gran Paradiso come un ricoprimento tettonico, ipotizzando un probabile collegamento profondo tra questo ed il massiccio del Monte Rosa-Mischabel. Lo stesso autore dimostra inoltre l'indipendenza tettonica del Gran Paradiso dal Sesia Lanzo.

Per quanto riguarda gli eventi metamorfici riconoscibili nella falda ora in esame, dall'insieme degli studi effettuati, si ottiene un quadro che verrà esposto in breve, qui di seguito.

Si ha la certezza che il granito porfirico del Gran Paradiso, si intruse in un complesso già metamorfico (CALLEGARI, COMPAGNONI & DAL PIAZ G.V., 1969), deve essere quindi accettato un evento metamorfico pre granitico. L'età di questa intrusione si desume dai dati forniti dalla geocronologia (PANGAUD, LAMEYRE & MICHEL, 1957; BUCHS, CHESSEX, KRUMMENACHER & VUAGNAT, 1962; e CHESSEX, DELALOYE, KRUMMENACHER & VUAGNAT, 1964), che forniscono delle età, rispettivamente di 340, 350 e 301 milioni di anni, il tutto sembra accordarsi con l'età del granito del Monte Rosa che

risulta essere di 310-350 milioni di anni (HUNZIKER, 1969). Relitti di sillimanite, ora pseudomorfosata da cianite (negli scisti pre granitici a originaria sillimanite, biotite, granato e cordierite), sono stati attribuiti ad un evento metamorfico pre granitico (CALLEGARI, COMPAGNONI & DAL PIAZ G.V., 1969); tuttavia l'appartenenza della paragenesi a sillimanite ad un evento pre granitico viene messa in dubbio (COMPAGNONI & PRATO, 1969), supponendo la possibilità di una blastesi della sillimanite durante il metamorfismo di contatto, dato dall'intrusione granitica.

La Falda cristallina del Gran Paradiso venne quindi interessata dal metamorfismo alpino, notoriamente polifasico. Un primo evento, Eoalpino, viene datato, per le rocce del Gran Paradiso, intorno ai 60-75 milioni di anni (CHOPIN & MALUSKI, 1978, 1980), le condizioni metamorfiche sono state stimate con valori di 400-450°C per la temperatura e con pressioni superiori a 7 kb (CHOPIN, 1979); per lo stesso episodio sono pure state suggerite temperature comprese tra 200 e 500°C e pressioni tra 5 e 14 kb (VEARNCOMBE, 1983).

Nelle metabasiti, un evento eclogitico è stato per la prima volta riconosciuto da COMPAGNONI & PRATO (1970).

Le determinazioni geotermobarometriche effettuate (DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986) sulle paragenesi eclogitiche, hanno permesso di ottenere condizioni di pressione di 8-10 kb e temperature prossime ai 400°C.

Le paragenesi eclogitiche consentono a BALLEVRE (1986), di stimare la pressione tra 12 e 15 kb, e la temperatura compresa tra 500 e 550°C, per questo evento metamorfico.

3 La Falda cristallina del Gran Paradiso

Recentemente BIINO & POGNANTE (1989) hanno descritto alcuni metagabbri eclogitici nella parte meridionale del massiccio, che hanno fornito condizioni di pressione compresi tra 12 e 20 kb, ed una temperatura attorno a 500°C.

LE GOFF (1989), per via geotermobarometrica, stima le condizioni di pressione e temperatura degli ortogneiss del Gran Paradiso, tra 12-16 kb, e 500-550 °C, condizioni alle quali si è verificato l'evento deformativo eoalpino.

Nelle paragenesi a fengite, talco e cloritoide, osservate in alcuni "micascisti argentei", i dati sperimentali hanno fornito temperature comprese tra 400 e 450°C e pressioni intorno a 7-10 kb (CHOPIN, 1981).

Questo primo evento di alta pressione, è stato seguito da un secondo, riferito a 38-40 milioni di anni (HUNZIKER, 1974; CHOPIN & MALUSKI, 1980), con condizioni di 4-6 kb di pressione e temperature di 470±20 (CHOPIN, 1979).

BALLEVRE (1986) individua, in questa evoluzione metamorfica, che obliterò parzialmente la precedente, due stadi: il primo ad una pressione compresa tra 5 e 8 kb ed una temperatura di circa 500°C; il secondo ad una temperatura tra 400 e 450°C e a pressione inferiore a 4 kb.

4 STUDI PRECEDENTI NELL'AREA IN ESAME

4.1 Basamento cristallino

Per quanto riguarda l'area compresa tra la Valeille e la Valnontey alla quale è riferito il presente studio (Figura

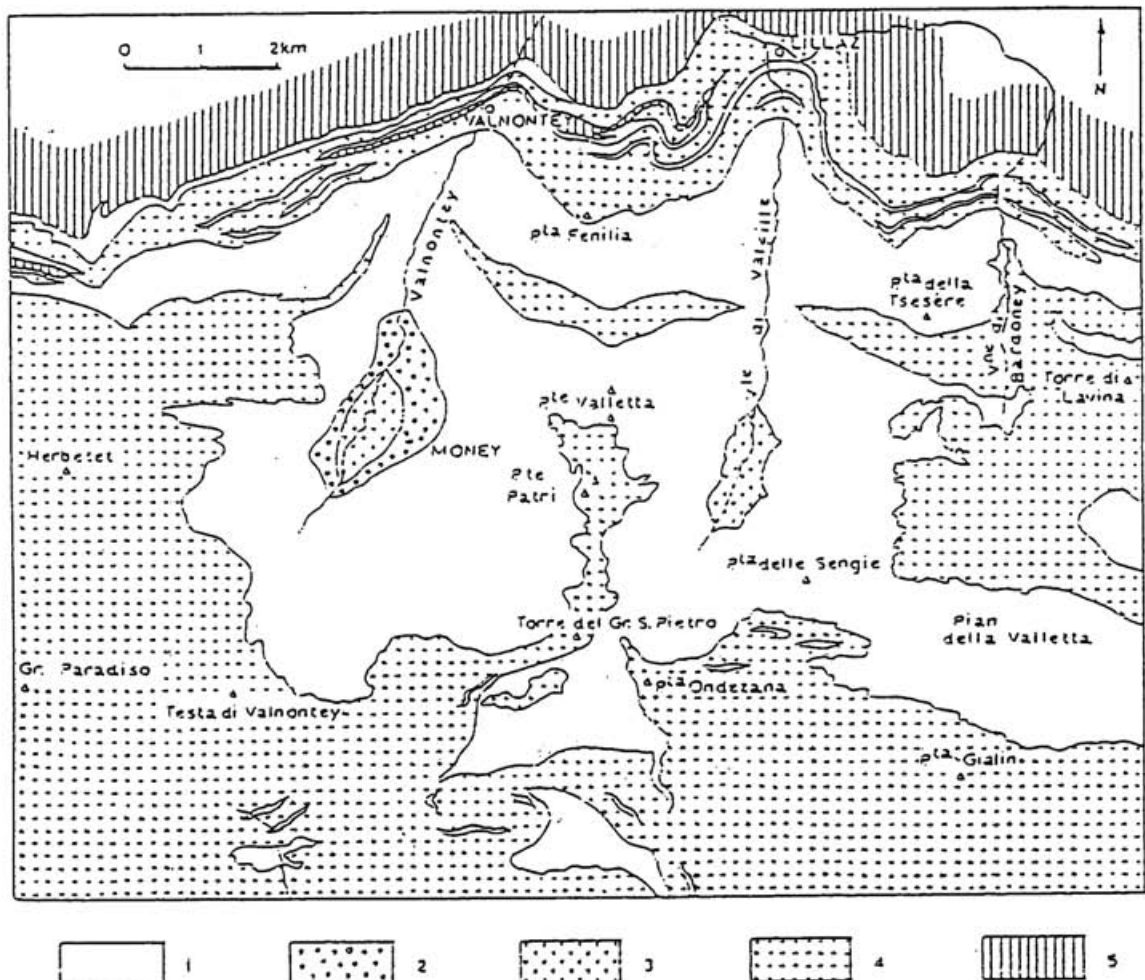


FIGURA 4.1: Schizzo geologico della Falda del Gran Paradiso nell Valli di Cogne (Tratto da COMPAGNONI, ELTER & LOMBARDO, 1974 modificato).

- 1) Complesso polimetamorfico
- 2) Complesso monometamorfico del Money
- 3) Ortoderivati granitici dell'Erfaulet
- 4) Insieme degli "gneiss occhiadini"
- 5) Copertura mesozoica della Falda del Gran Paradiso (Trias e calcescisti liassici), e calcescisti con ofioliti.

4.1), esistono lavori compiuti in precedenza, volti però ad una caratterizzazione geologica - petrografica, più a grande scala, nell'ambito di uno studio generale della Falda del Gran Paradiso. E' opportuno citare, a tal proposito, la suddivisione adottata dai rilevatori del Regio Ufficio Geologico, nel Foglio 41 "Gran Paradiso" (1912), i quali segnalavano sulla loro carta, quattro litotipi: gneiss ghiandone porfiroide (ortogneiss) localmente granitoide, gneiss minuti, anfiboliti, quindi carnirole e associati calcari marmorei.

MICHEL (1953), distingueva sulla sua carta geologica alla scala 1:100000, embrechiti occhiadine, gneiss minuti e infine anfiboliti.

Un'altra carta geologica, questa volta alla scala 1:25000, veniva pubblicata da AMSTUTZ (1962), in essa si segnalano calcari dolomitici e carnirole, una "copertura ercinica", e gneiss ortosici (derivati da sedimenti siluriani o devoniani).

COMPAGNONI & LOMBARDO (1974), hanno il merito di aver individuato in quest'area un'affioramento di rocce a onfacite, granato e glaucofane, paragenesi relativa alle eclogiti derivanti dalle metabasiti pregranitiche, ma anche quattro affioramenti di rocce a fengite, cloritoide, clorite (ricca in Mg), t±cianite e t±glaucofane, denominate "micascisti argentei". Questi "micascisti argentei" sono stati da loro interpretati come il prodotto di trasformazioni metamorfiche allochimiche, a spese dei graniti ercinici lungo particolari

zone di shear. Nello schizzo geologico di accompagnamento al lavoro, gli autori distinguono il Complesso degli "Gneiss Minuti" e il Complesso degli "Gneiss Occhiadini", facenti parte del Massiccio del Gran Paradiso, quindi un lembo della Copertura mesozoica scollata del Gran Paradiso.

BALLEVRE (1986), divideva il Massiccio del Gran Paradiso in due unità, entrambe contenenti termini orto- e paraderivati. L'area relativa a questo studio sarebbe quindi caratterizzata da litotipi appartenenti all'unità superiore (unità del Gran Paradiso Auct.); all'interno di essa l'autore riconosce: ortogneiss, distinti in quattro tipi; paragneiss e micascisti a quarzo - muscovite - albite - biotite e/o clorite - granato, con livelli di anfiboliti; paragneiss e anfiboliti registrano un metamorfismo polifasico, inoltre in quest'area, si hanno delle scaglie tettoniche appartenenti alla copertura mesozoica. I "micascisti argentei", sempre secondo BALLEVRE (1986), sono delle rocce situate al contatto tra ortogneiss occhiadini e paragneiss polimetamorfici, dove formano un livello discontinuo dello spessore variabile tra 1 e 5 metri. Sulla base delle analisi chimiche riportate da CHOPIN (1981) essi hanno una composizione peculiare caratterizzata dall'alto contenuto in SiO_2 , Al_2O_3 e MgO (i quali sommati rappresentano dal 75 all'82 per cento del totale degli ossidi), e dalla scarsità di CaO e Na_2O . Questi micascisti preservano delle paragenesi a quarzo, fengite, talco, clorite, cloritoide e titanite, più raramente con granato e/o glaucofane. Per CHOPIN (1979), (1981) queste rocce farebbero parte di una sequenza sedimentaria (come già proposto da

BERTRAND, 1968).

Alcune osservazioni portano BALLEVRE (1986) a concludere che queste rocce allumo-magnesiache siano il risultato di trasformazioni metasomatiche a grande scala in zone di deformazione sineclogitiche, le quali sarebbero localizzate, in preferenza, al contatto ortogneiss occhiadini/paragneiss polimetamorfici.

Infine si ritiene opportuno segnalare che DAL PIAZ & LOMBARDO (1986), definiscono i "micascisti argentei", come blastomiloniti boudinate affioranti in corpi lentiformi, solitamente all'interno degli ortogneiss granitici.

4.2 Geomorfologia e quaternario

Relativamente all'area in esame, non esistono pubblicazioni particolareggiate, che si interessino della geomorfologia e dei terreni quaternari; si segnalano soltanto brevissimi cenni, presenti in opere che prendevano in considerazione zone molto ampie delle valli glaciali, per descriverne la morfologia.

ROVERETO (1906), descrive come dovute a "discontinuità glaciale", le piccole cascate all'imbocco della valle di Valeille.

AMSTUTZ (1962), nella sua carta geologica distingue anche i terreni quaternari e recenti, commentandoli brevemente in un capitolo del suo lavoro. Sempre Amstutz riconosce nella valle di Cogne e nelle valli in essa confluenti, delle evidenze di tre oscillazioni glaciali, all'ultima di esse viene dato il nome di Valnontey, questa sarebbe corrispondente alla fase post-wurmiana Daun.

MERLO, scrivendo la parte sulla geomorfologia e quaternario del lavoro di COMPAGNONI, ELTER & MERLO (1972), riguardante l'intera area del Parco Nazionale del Gran Paradiso, prende la Valeille come esempio tipico di valle glaciale con profilo trasversale a U, caratteristica messa in evidenza pure per la Valnontey, entrambe le vallate mostrano le caratteristiche spalle glaciali. L'autore quindi segnala, a monte del paese di Valnontey, delle alluvioni torbose.

5 RELAZIONI TRA DEFORMAZIONE E VARIAZIONI TESSITURALI E COMPOSIZIONALI IN ROCCE GRANITOIDI

Prima di esporre i risultati dell'indagine geologica di terreno e petrografica riguardanti le rocce del Gran Paradiso, si vuole, in questo capitolo, passare in rassegna una parte di quei lavori dedicati alle relazioni esistenti tra la deformazione e le variazioni tessiturali, mineralogiche e chimiche in rocce granitoidi.

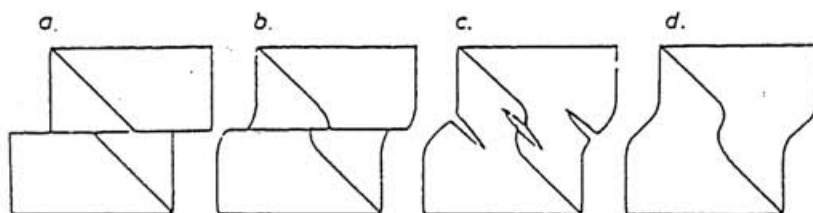
Questa digressione sarà compiuta seguendo delle problematiche, a proposito delle quali verranno presi degli spunti dai lavori investigati; questo per capire quale possa essere la miglior strada da percorrere per arrivare alla risoluzione del problema riguardante la genesi dei "micascisti argentei".

5.1 Descrizione della situazione strutturale.

A questo proposito sono stati presi in considerazione diversi lavori, via via più specifici e vicini alle problematiche poste sotto indagine in questo lavoro di tesi.

Soprattutto per quanto riguarda la terminologia adottata, si è fatto riferimento al lavoro di J.G. RAMSAY & M.I. HUBER (1983, 1987); un lavoro più specifico, relativo alla caratterizzazione geometrica delle zone di shear, è quello di J.G. RAMSAY (1979), dove l'autore distingue quattro tipi di zone di shear (Figura 5.1), usando come carattere distintivo il comportamento reologico delle rocce sottoposte a

deformazione. Dopo questa distinzione l'autore concentra la sua attenzione sulle zone di shear duttili e fragili-duttili. Egli ne distingue sei tipi diversi (Figura 5.2), derivanti dalle diverse combinazioni di effetti agenti sulle rocce (deformazione omogenea, deformazione eterogenea, zona di shear semplice, cambio di volume).



a) Fragile b) Fragile-duttile c) Fragile-duttile d) Duttile

FIGURA 5.1: Tipi di zone di shear (Tratta da RAMSAY, 1980).

Nello stesso lavoro sono poi analizzate in dettaglio le zone di shear semplice, le zone di shear che comportano un cambiamento del volume iniziale della roccia, le zone di shear coniugate ed infine le relazioni esistenti tra zone duttili di più alta profondità e zone fragili più superficiali, nello sviluppo di zone di shear a sviluppo regionale.

J.P. BURG & P. LAURENT (1978), introducendo la loro analisi sulla deformazione di una zona di shear in una granodiorite, dividono le zone di shear duttile in continue e discontinue, le prime caratterizzate da un continuo incremento della deformazione di shear, partendo dal margine della zona di shear verso il centro di essa, le seconde caratterizzate da

un incremento discontinuo della deformazione di shear.

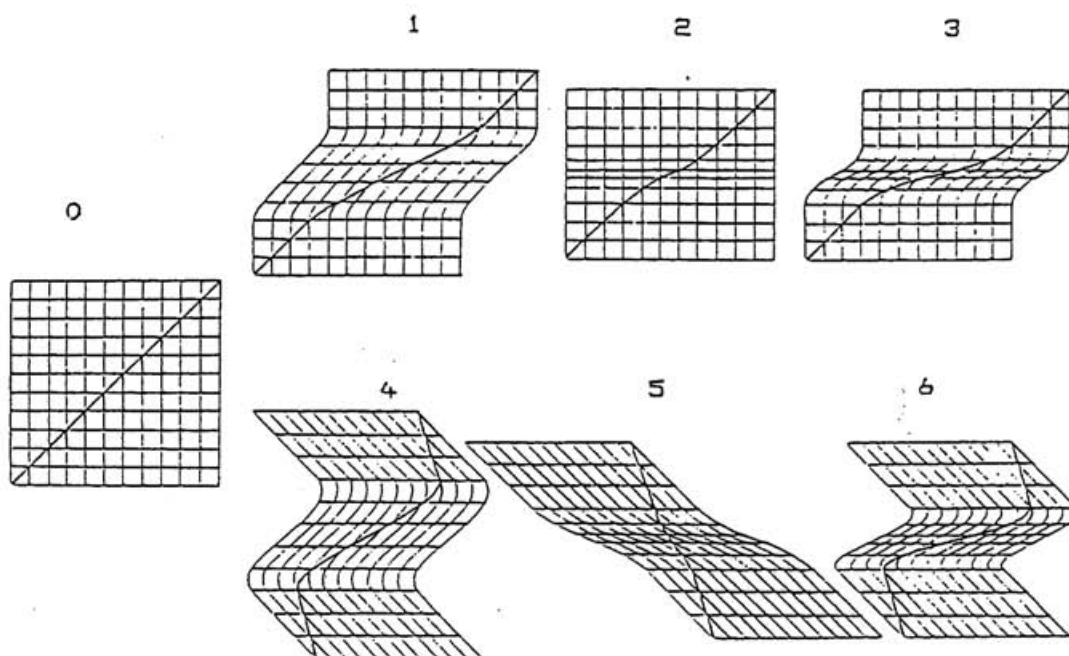


FIGURA 5.2: Modelli di deformazione nelle zone di shear (Tratta RAMSAY, 1980).

- 0) Situazione di partenza; 1) Shear semplice eterogeneo;
- 2) Cambiamento di volume eterogeneo;
- 3) Shear semplice eterogeneo + cambiamento di volume eterogeneo;
- 4) Deformazione omogenea + shear semplice eterogeneo;
- 5) Shear omogeneo + cambiamento di volume eterogeneo;
- 6) Shear omogeneo + shear semplice eterogeneo + cambiamento di volume eterogeneo.

Dopo un'inquadramento geologico piuttosto generale, gli autori passano a descrivere quelle che sono le strutture e le microstrutture provocate dai diversi gradi di deformazione. Per quanto riguarda le strutture di deformazione essi descrivono una marcata lineazione degli aggregati policristallini e degli xenoliti, quindi una foliazione definita dall'orientazione delle miche neoblastiche e da una nuova orientazione della biotite porfiroclastica.

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

Riconoscono quindi una sequenza di tre microstrutture a partire dalla roccia indeformata verso le rocce più deformate:

(a) relitti di porfiroclasti, (b) mosaici allungati e (c) microstrutture a nastro (Figura 5.3).

BURG & LAURENT sottolineano comunque come debba essere

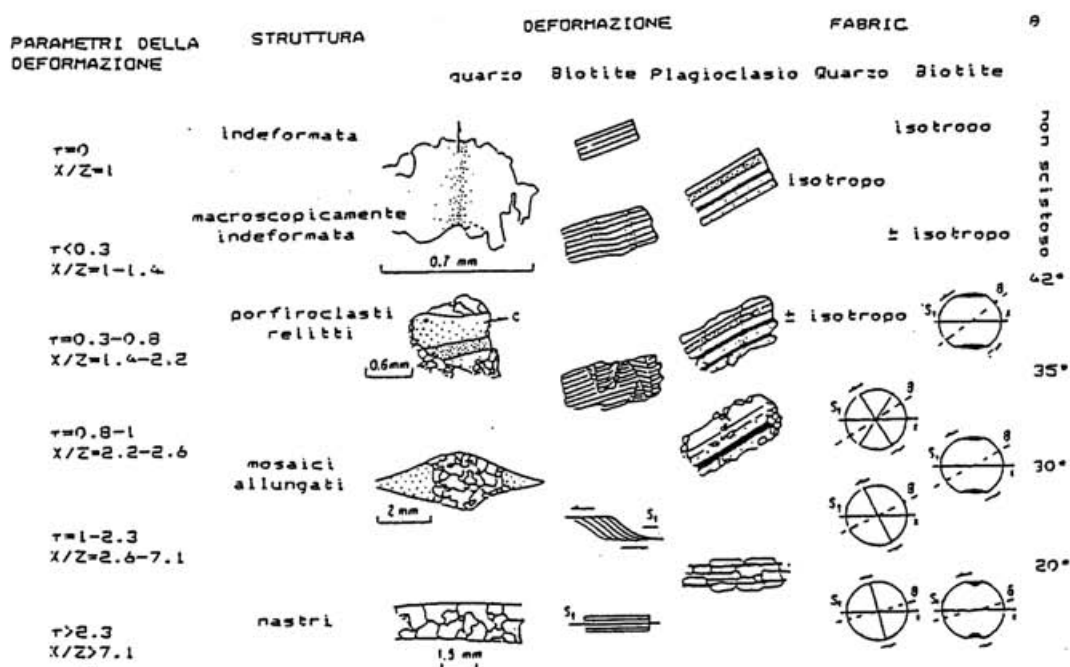


FIGURA 5.3: Riassunto delle relazioni esistenti tra i parametri della deformazione, la struttura e il fabric nelle zone di shear (Tratto da BURG & LAURENT, 1978)

eseguita con cautela l'interpretazione della deformazione per mezzo di soli aggregati policristallini, sia perchè essi prima della deformazione potrebbero non essere stati sferici, sia perchè la

deformazione degli aggregati potrebbe non rappresentare la deformazione della roccia intera. Il lavoro prosegue con una caratterizzazione matematica dei valori della deformazione,

per poi passare ad esaminare i diversi tipi di fabric conseguenti alla deformazione, sia per mezzo di microscopio ottico in luce trasmessa, sia mediante microscopio elettronico. Dall'interpretazione del fabric essi giungono all'elaborazione di alcuni parametri di deformazione che, come essi stessi ammettono, possono avere un valore piuttosto relativo.

Questo lavoro mette in luce come possa essere insidioso il cercare di quantificare la deformazione in assenza di "markers" adeguati.

Sempre per quanto riguarda la caratterizzazione geologico-strutturale, un lavoro da tenere in considerazione è quello di J.G. RAMSAY & I. ALLISON (1979): un'analisi strutturale di una zona di shear in un granito ercinico sottoposto al metamorfismo alpino; il fatto che questa massa granitica abbia subito, successivamente alla messa in posto intrusiva, una deformazione alpina, viene confermato dai due autori, semplicemente elencando le caratteristiche evidenti in affioramento.

Prima di cominciare l'analisi strutturale essi spiegano quali sono le tecniche di analisi della deformazione, la prima è un'analisi della variazione della scistosità in zone di shear semplice (RAMSAY & GRAHAM, 1970), la seconda cerca di interpretare le variazioni del fabric risultanti da una deformazione disomogenea, l'analisi della forma delle particelle ellissoidali (RAMSAY, 1967), deve essere applicata ad aree dove la deformazione sia stata all'incirca omogenea,

ecco quindi riaffiorare l'importanza di una attenta caratterizzazione dell'area che si vuole indagare, dal punto di vista strutturale.

RAMSAY & ALLISON (1987) mettono in relazione l'aumento della scistosità in una determinata area, con l'aumento della deformazione da essa subita; le rocce più scistose e più deformate, vengono a localizzarsi nelle parti centrali delle zone di shear, essi evidenziano inoltre come possano essere repentine le variazioni dei valori di deformazione subita, attraversando le zone di shear; proseguendo nell'analisi strutturale, essi dividono l'area studiata, descrivendone le caratteristiche distintive, in aree a bassa deformazione e aree ad alta deformazione.

Vengono pure descritte quelle che sono le caratteristiche microstrutturali principali, considerando come quella zona (Laghetti, Canton Ticino, Svizzera) non rispetti le previsioni, secondo le quali in una zona di shear si debba avere una marcata riduzione della grana (TEALL, 1885, 1918; WATTERSON, 1975), fatto che può essere messo in relazione con la presenza di un metamorfismo alpino che avrebbe obliterato tale riduzione. Piuttosto sembra essere evidente il fatto che per alti valori di deformazione subita, i componenti mineralogici si ridistribuiscono in bande separate, segno di una avvenuta redistribuzione chimica dei componenti, tuttavia l'attuale mineralogia del granito è molto simile a quella che ci si potrebbe aspettare nell'originaria roccia magmatica.

Tutto quanto detto dai due autori è stato comunque preceduto da un attento rilevamento in scala 1:40 di un area di 2300

metri quadrati, che ha permesso di arrivare ad alcune conclusioni, tra le quali si segnalano l'individuazione di litotipi più o meno competenti alla deformazione, quindi una correlazione con la mineralogia (le rocce con più alta percentuale di feldspato e a grana più grossa, appaiono più competenti, rispetto a quelle più ricche in biotite e a grana più fine), la geometria delle zone di shear pare compatibile con il concetto di "strain softening", cioè di un aumento progressivo della deformazione, via via che la roccia diviene più facilmente deformabile. Questo processo potrebbe essere stato accompagnato da una riduzione della grana, non vi sono però evidenze di una contemporanea immissione nel sistema di componenti chimici provenienti dal di fuori della zona di shear, l'unica migrazione chimica sarebbe avvenuta a livello locale con la produzione degli gneiss a bande, da una roccia madre omogenea.

KERRICH et al. (1980), pubblicavano i risultati del loro studio sulle trasformazioni microstrutturali e chimiche accompagnate alla deformazione di un granito in una zona di shear a Miéville, Svizzera. Questo granito è stato deformato fino a diventare una milonite ad una temperatura stimata attorno ai 250 °C, microstrutturalmente si ha una diminuzione della grana dei porfiroclasti feldspatici dai 20 mm del granito ai 5 mm, il feldspato ricristallizzato ha la composizione del porfiroclasto più albite, il che testimonia un relativo arricchimento di sodio e una perdita di potassio e calcio. Inoltre questo feldspato ricristallizzato talvolta

si dispone in lunghe code che si dipartono dai porfiroclasti suggerendo una deformazione altamente duttile definita flusso superplastico (superplastic flow). Probabilmente, secondo gli autori, il quarzo ed il feldspato riaggiusterebbero i loro margini grazie ad uno scorrimento per diffusione intercristallina. La biotite invece risponderebbe alla deformazione piegandosi, subendo fenomeni di kink e ricristallizzando. In questi siti, viene catalizzata la reazione che porta la biotite ricca in titanio a trasformarsi in biotite a più basso contenuto di titanio, ferro-muscovite, ilmenite, clorite. Questi prodotti, sottoposti ad una ulteriore deformazione si trasformano ancora in muscovite a basso contenuto di ferro, epidoto, titanite e rutilo, che possono formare delle code come nel caso del feldspato.

La biotite mostra di essere percorsa da una fitta rete di fratture prive di dislocazione, alle estremità delle quali l'incremento dello stress ha catalizzato le reazioni appena citate, i cui prodotti occupano le fratture che si propagano e favoriscono la trasformazione del minerale originario. Queste microstrutture sono ritenute l'esempio dello "stress corrosion cracking". Tale motivo è pure molto frequente nei porfiroclasti di feldspato, che subirebbero una trasformazione del tipo: ortoclasio I \rightarrow ortoclasio II più albite, oppure oligoclasio I \rightarrow oligoclasio II + albite.

I bilanci di massa, effettuati relativamente alle trasformazioni subite dal granito, rivelano una deformazione sostanzialmente isochimica, con addizioni di fluidi minore all'uno per cento, le variazioni maggiori, al progredire

della deformazione, si sono rilevate per gli elementi alcalini e per il titanio, inoltre si è stimato che i cambiamenti in volume, all'interno della zona di shear, sono stati inferiori al 10 % (in positivo o in negativo). Dal confronto dei valori dello stato di ossidazione del ferro e del sO18 tra la zona di shear e il granito indeformato, si hanno indicazioni che non c'è stato un trasporto significativo di fluidi attraverso il sistema.

Gli autori parlando di zone di shear, citano delle conclusioni alle quali arrivarono KERRICH et al. (1977 b), secondo i quali le zone di shear mostrerebbero un comportamento alla deformazione isochimico, qualora quest'ultima fosse avvenuta a regime di temperatura compreso nel campo della facies anfibolitica. In questo caso la deformazione si sarebbe esplicata grazie ad un meccanismo in cui non si hanno variazioni sensibili della massa, detto "dislocation creep" durante il quale la diffusione nella roccia è un fattore molto importante. Alternativamente se la temperatura è più bassa (facies scisti verdi), la zona di shear mostrerebbe cambiamenti nel chimismo, essendo la deformazione, avvenuta mediante un processo di "pressure solution", che causerebbe la ridistribuzione di alcuni minerali grazie ad una diffusione a corto raggio.

VERNON et al. (1983) studiarono la riduzione della grana e lo sviluppo della foliazione in un batolite granitoide deformato (Wologorong Batholith, New South Wales, Australia). Macrostrutturalmente questo batolite mostra di aver subito

una deformazione eterogenea, mentre dal punto di vista mesostrutturale è sempre presente, anche nelle rocce meno deformate, una foliazione. Nelle rocce più deformate si hanno due foliazioni, e la deformazione è molto eterogenea, dando come risultato anche delle rocce milonitiche e si hanno evidenze di come essa sia avvenuta in maniera duttile. Cercando di ricostruire il modello secondo il quale la deformazione si sarebbe impostata, gli autori trovano riscontro in quanto detto da BERTHE' et al. (1979), i quali mostrarono come l'angolo tra due foliazioni, in un granitoide deformato mediante una zona di shear, decresca con l'aumentare della deformazione fino a diventare nullo nelle miloniti. Microstrutturalmente VERNON et al. (1983) notano come la deformazione del batolite sia accompagnata dalla riduzione della grana: da quella tipicamente granitica a grana grossa, a 0.03 mm, in media, nelle miloniti, conseguentemente alla ricristallizzazione e neocristallizzazione del quarzo, del feldspato e delle miche, il tutto giustificato da una attenta descrizione petrografica.

In questo lavoro si ricorda inoltre quanto affermato da WHITE et al. (1980), cioè che le zone di shear sono zone localizzate laddove lo "strain softening" (l'indebolimento causato da una precedente deformazione) supera lo "strain hardening" (fenomeno molto simile alla resistenza che si incontra nella lavorazione a freddo dei metalli). Queste rocce quindi assorbono la deformazione imposta mediante processi prevalentemente plastici (sebbene possano essere

presenti fenomeni di fratturazione di minerali resistenti in una matrice plastica). Sempre WHITE et al. (1980) sostengono che nelle zone di shear le rocce sono tipicamente milonitiche, conseguenza al fatto che le rocce a grana fine sono, in genere, più deformabili delle equivalenti a grana maggiore. Nelle tipiche miloniti la riduzione della grana è accompagnata da una ricristallizzazione sindeformativa, seguita da una neoblastesi di quei minerali chimicamente stabili alle condizioni di pressione e temperatura alle quali si svolge la deformazione.

Ancora per quanto riguarda i meccanismi di "strain softening", WHITE et al. (1980) elencano quali possono essere i meccanismi operanti in una zona di shear:

(1) indebolimento geometrico, provocato da una riorientazione di granuli mediante rotazione meccanica;

(2) ricristallizzazione continua, che fornisce nuovi granuli con orientazione adeguata allo scivolamento, ma è difficile da separare dal meccanismo (1);

(3) reazioni di indebolimento, che hanno luogo durante le reazioni metamorfiche e fornisce alla roccia nuovi granuli indeformati, ma anche quando minerali "duri" come il plagioclasio vengono sostituiti da aggregati più "morbidi" (mica più quarzo).

(4) l'indebolimento chimico, può essere dovuto ad un cambiamento nel contenuto di elementi in tracce dei minerali, ma è difficile da individuare senza tecniche analitiche molto sensibili, altra possibilità è l'indebolimento idrolitico,

dato dalla presenza di ossidrilili all'interno della struttura cristallina di minerali anidri (NICOLAS & POIRER, 1976).

(5) altro fattore di indebolimento è l'effetto dei fluidi, i quali incrementano la duttilità, sia mediante l'indebolimento idrolitico di cui si è già detto, sia per l'incremento della diffusione.

VERNON et al. (1983), alla fine di questa digressione sui fenomeni di indebolimento, analizzano i meccanismi che possono aver contribuito alla deformazione del batolite in esame: uno di questi è la microfratturazione, particolarmente evidente nei feldspati con microboudins associati. Lo scioglimento intracristallino può essere stato responsabile per l'allungamento dei grossi e internamente deformati granuli di quarzo, di alcuni grossi cristalli di mica piegati, questo fenomeno pare essere accompagnato da ricristallizzazione.

La migrazione di fluidi può spiegare la presenza di domini lenticolari di biotite, mentre lo scorrimento tra i margini granulari può essere possibile in alcuni aggregati a grana fine, qui, qualora avvengano cambiamenti chimici, possono avere luogo migrazioni di fluidi. E' tuttavia difficile, come affermano gli stessi autori, riconoscere quali sono stati i meccanismi deformativi, specialmente quando ad essi si accompagnano ricristallizzazione e neocristallizzazione sindeformative. In conclusione di questa analisi, VERNON et al. suppongono vi sia stata una partecipazione di fluidi ricchi in acqua durante gli eventi deformativi, mancando però dati chimici più precisi essi non si azzardano a dire se le

trasformazioni mineralogiche siano state o meno isochimiche. Uno studio microstrutturale e sulla variazione della forma degli aggregati cristallini, riguardante uno gneiss granitico deformato mediante una zona di shear duttile, è stato eseguito da SIMPSON, (1983), sulla Maggia Nappe, nel sud della Svizzera. Oggetto dello studio è stato anche un particolare tipo di gneiss, detto a bande. Vista la sua particolare alternanza di bande a diversa composizione mineralogica, giova ricordare come l'origine di questi tipi di gneiss sia stata dibattuta durante gli ultimi anni. L'autore afferma comunque che qualora ci si trovi al cospetto di un protolite igneo omogeneo, come è il caso della Maggia Nappe, la genesi delle bande composizionali non possa essere spiegata mediante il piegamento e il metamorfismo di una sequenza originariamente stratificata, ma sia altresì il risultato di una deformazione progressiva in zone di shear. La formazione della nuova foliazione, all'interno della zona di shear duttile, su un originario granito isotropo, è stata causata da diversi processi. Per esempio la ricristallizzazione della mica e dell'epidoto con una orientazione dimensionale preferenziale, un cambiamento nella forma: dagli originari aggregati omeoblastici di quarzo, agli aggregati nastriformi, causati dalla concomitanza di deformazioni plastiche intracristalline e di scivolamenti intercristallini su superfici ricche di inclusioni. Non appena gli aggregati di quarzo cambiarono la loro forma, la matrice feldspatica si deformò, principalmente per

scivolamento tra i margini cristallini. Il cambiamento della forma della roccia si esplicò mediante il movimento lungo una serie di zone di shear anastomosate, con uguale senso di dislocazione, avvolgenti zone di rocce relativamente indeformate (Figura 5.4). La deformazione viene ritenuta isochimica.

SIMPSON, (1985) eseguì un'analisi microstrutturale sulle miloniti e gli gneiss milonitici dell'Eastern Peninsular Ranges Mylonite Zone. Queste rocce mostrano di essersi formate in uno spettro di condizioni metamorfiche che variano dalla facies scisti verdi alla facies anfibolitica, le osservazioni microstrutturali mettono in evidenza un comportamento via via più duttile con l'aumentare del grado metamorfico.

Le miloniti granitiche della parte bassa della facies scisti verdi, mostrano microstrutture tipiche di una risposta alla deformazione fragile-duttile, con il quarzo deformato duttilmente, le biotiti con kink e i feldspati fratturati. La transizione verso strutture indicative di un comportamento completamente duttile si ha nella parte medio-superiore della facies scisti verdi, dove i feldspati incominciano a deformarsi duttilmente mediante una plasticità di bassa temperatura e per "dislocation creep". Nella facies epidotico-anfibolitica le miloniti non evidenziano alcun comportamento fragile in nessuno dei costituenti mineralogici. La grana del quarzo ricristallizzato aumenta con l'aumentare del grado metamorfico ed è sempre maggiore di

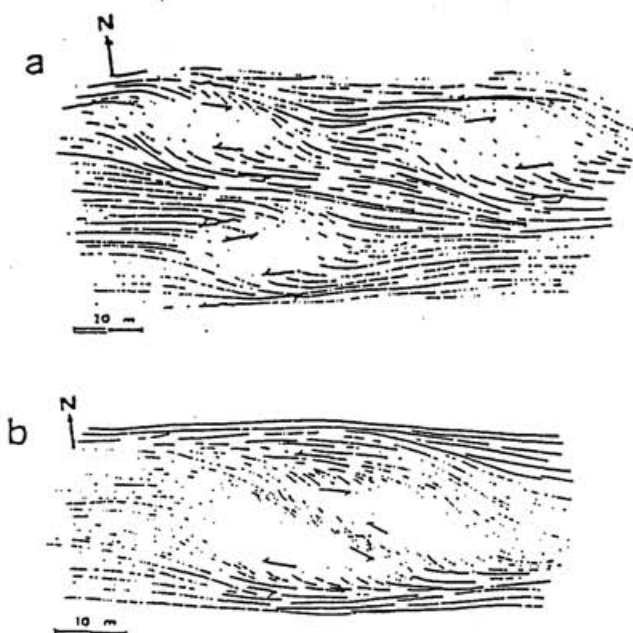


FIGURA 5.4: Schizzo raffigurante porzioni di granito poco deformati avvolto da gneiss foliati nella parte centrale della Maggia Nappe Svizzera; (Tratto da SIMPSON, 1983).

a) Zone di shear con uguale senso di movimento avvolgenti porzioni di roccia relativamente indeformata;

b) Piccole zone di shear all'interno di zone poco deformate, con uguale senso di movimento rispetto alla zona di shear avvolgente le porzioni poco deformate.

quella dei feldspati associati. La formazione delle mirmecchiti in queste miloniti di grado più alto è geometricamente correlata agli assi della deformazione finita e per spiegare questa configurazione viene proposto un modello di diffusione per "creep-exsolution".

MARQUER, (1989) pubblicò uno studio sulle interazioni esistenti tra la deformazione, il metamorfismo e la migrazione di materia riguardante rocce granitoidi. L'autore sostiene che la diminuzione della grana condiziona l'efficacia dei meccanismi di deformazione; in rocce molto deformate la notevole diminuzione della grana ne aumenta la porosità intergranulare, come affermato da ETHERIDGE, WALL &

VERNON 1983, e conduce ad una soglia critica dei valori superficie/volume delle fasi minerali favorendo così tutti quei meccanismi in cui è un fattore importante la diffusione, quindi l'attivazione delle reazioni, come suggerito da KERRICH, 1979; RUTTER, 1983; GRATIER, 1984; KRONENBERG & TULLIS, 1984, e la mobilitazione di certi ioni. MARQUER, (1989) afferma che le bande di deformazione duttile si formano per intensità di deformazione corrispondenti alla transizione tra ortogneiss e miloniti (ed equivalente a valori di strain finito, qui considerato come ES, maggiori di 2); tale fenomeno è inoltre correlato alla variazione degli elementi mobilizzati durante la deformazione. Questo tipo di relazione mostra come l'aumentare del numero di bande di deformazione crei un aumento del numero di comunicazioni anastomosate, il che faciliterebbe la migrazione di materia ad una scala superiore a quella dell'affioramento, quindi la scala dell'instabilità chimica dipenderebbe dalle dimensioni delle zone deformate.

Per quantificare la deformazione, l'autore utilizza il cambiamento progressivo della struttura macroscopica; quando alla deformazione si accompagna la formazione delle miloniti, i meccanismi deformativi producono un materiale più fine, detto matrice, del materiale iniziale. La percentuale della matrice aumenta con l'aumentare della deformazione, fino ad essere il 100% nei termini ultramilonitici. La stima dei valori di questo parametro è stata eseguita per via ottica su fotografie di sezioni di affioramenti, orientate

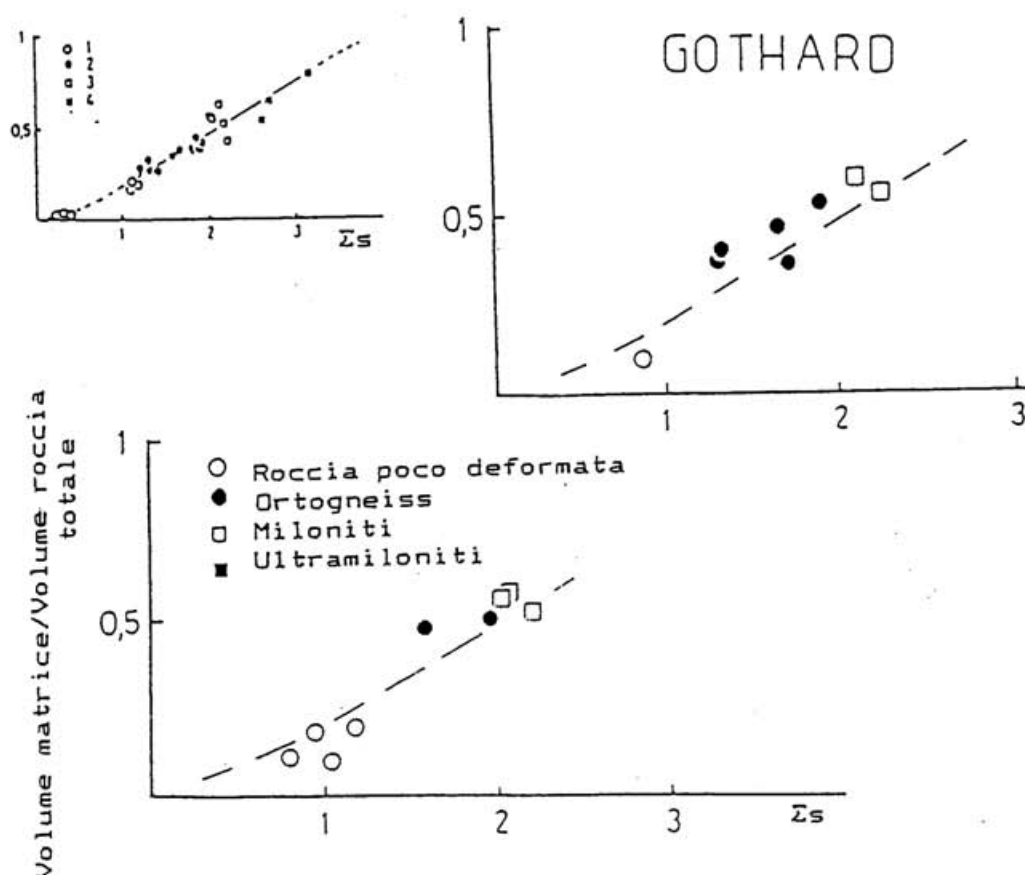


FIGURA 5.5: Confronto delle relazioni tra la percentuale di matrice e l'intensità di deformazione finita all'interno dei granitoidi (Tratto da MARQUER, 1989).

A) Granodiorite di Grimsel; B) Granito di Fibbia; C) Granodiorite di Lukmanier. Nei tre diagrammi la curva tratteggiata rappresenta l'evoluzione della granodiorite di Grimsel.

perpendicolarmente alla foliazione e parallele alla direzione di allungamento (λ_1/λ_3) e rappresentative delle intensità della deformazione finita (MARQUER, 1987); questo metodo è stato applicato a certe zone di shear alpine localizzate nei massicci cristallini esterni svizzeri. Indipendentemente dalle condizioni metamorfiche e dalla roccia iniziale, questi diagrammi mostrano la forte correlazione tra la percentuale di matrice e l'intensità di deformazione finita (Fig. 5.5).

5.2 Le miloniti.

Ricordando che COMPAGNONI & LOMBARDO, (1974) descrissero i "micascisti argentei" della falda del Gran Paradiso, come rocce localizzate lungo particolari zone di shear, e che DAL PIAZ & LOMBARDO, (1986) li caratterizzavano come "corpi lentiformi di blastomiloniti budinate", è opportuno cercare di chiarire quale sarà il significato del termine milonite che verrà usato nei capitoli che seguiranno.

Infatti oggi il termine milonite ha un significato diverso da quello suggerito da LAPWORTH (1885), la parola, infatti, derivando dal greco mylon, (frantumare), veniva usata per rocce la cui genesi si pensava fosse legata ad una macinazione di rocce originariamente a grana più grossa. Ora si sa che questa riduzione della grana deriva dalla ricristallizzazione dinamica di cristalli deformati plasticamente, e non per semplice cataclasi (RAMSAY & HUBER, 1987).

Le miloniti sono rocce listate, sebbene le rocce madri non necessariamente lo siano. In qualche caso questa caratteristica può essere definita foliazione, in altri scistosità. Conviene ora chiarire quali sono le differenze tra questi due termini: HOBBS, MEANS & WILLIAMS (1976) definiscono la foliazione come un termine generico, comprendente superfici in rocce metamorfiche deformate e privo di implicazioni genetiche. Per scistosità essi intendono la foliazione in rocce ove la grana sia sufficientemente grossa da poter distinguere ad occhio nudo i

letti silicatici, particolarmente comune in rocce metamorfiche di alto grado.

Spesso alle caratteristiche delle miloniti possono aggiungersi: una intensa lineazione dei costituenti minerali, porfiroclasti relitti della roccia madre relativamente indeformati, ma anche quarzo nastriforme. Sebbene la cataclasi non sia il meccanismo genetico principale delle miloniti, i porfiroclasti possono mostrare microfratturazioni e frammentazioni.

Le miloniti sono suddivise (RAMSAY & HUBER, 1987) a seconda delle proporzioni tra materiale di partenza ancora riconoscibile e matrice ricristallizzata dinamicamente in: protomiloniti (>50%), miloniti (50-10%) e ultramiloniti (<10%).

Le miloniti sono localizzate in zone di shear duttile e in queste zone non è raro riconoscere un'intensa ricristallizzazione dopo la deformazione. Questo processo può produrre blasti equidimensionali con relazioni intercristalline poligonali, ma anche porfiroblasti, può inoltre elidere la forte orientazione preferenziale che caratterizzava il processo di ricristallizzazione dinamico (RAMSAY & HUBER, 1987).

Il quadro precedentemente esposto concorda quindi con l'ipotesi di BELL & ETHERIDGE (1973), i quali sostenevano che le miloniti potessero essere generate da uno o più dei seguenti meccanismi:

-deformazione duttile, recupero e ricristallizzazione delle

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

fasi;

- fratturazione fragile e frantumazione dei cristalli in frammenti più minuti, polvere o vetro;

- crescita di nuovi cristalli alle spese di minerali di differente composizione, come risultato del cambiamento nelle condizioni fisico-chimiche e del movimento di materiale accompagnante i processi precedenti; vi è comunque una diminuzione della grana.

Sempre a riguardo delle miloniti, WHITE (1979), affermava che il processo deformativo dominante nelle bande milonitiche fosse lo scivolamento intermarginale dei cristalli, e che le variazioni dimensionali dei granuli e dei subgranuli riflettessero i gradienti di stress presenti durante lo sviluppo delle miloniti.

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

5.3 La modificazione chimico mineralogica legata ai processi deformativi.

Il concetto secondo il quale cambiamenti nel chimismo possono avvenire in una roccia sottoposta a deformazione, fu originariamente formulato da SORBY (1863).

Questo fenomeno è dovuto ad un meccanismo deformativo che comporta un trasferimento di massa mediante diffusione intercristallina, in risposta a gradienti di pressione. Esso è ritenuto importante nella deformazione delle rocce a bassa temperatura e dà luogo a strutture caratterizzate da una differenziazione delle fasi minerali (SORBY, 1863; VOLL, 1960; RAMSAY, 1967; WILLIAMS, 1972; DURNEY, 1972), e da un cambiamento volumetrico.

KERRICH, FYFE, GORMAN & ALLISON (1977 a) pubblicarono un lavoro, che aveva lo scopo di individuare i cambiamenti nel chimismo degli elementi maggiori di due litotipi distinti, sottoposti ad una zona di deformazione per shear. Una zona di shear si localizzava in un metabasalto, deformato in condizioni metamorfiche relative alla facies degli scisti verdi; questa struttura è situata all'interno dello Yellowknife greenstone belt, nei territori del nord-ovest del Canada. L'altra situazione esaminata è relativa ad una adamellite attraversata da una zona di shear di potenza centimetrica, formatasi durante un metamorfismo in facies anfibolitica; essa si trova a Laghetti, nella Zona pennidica delle Alpi svizzere.

Per queste rocce vengono riportate delle analisi chimiche,

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

relative agli elementi maggiori, a partire dalla roccia incassante, fino ad arrivare alla roccia più deformata, situata all'interno della zona di shear (Tabelle 5.1 e 5.2).

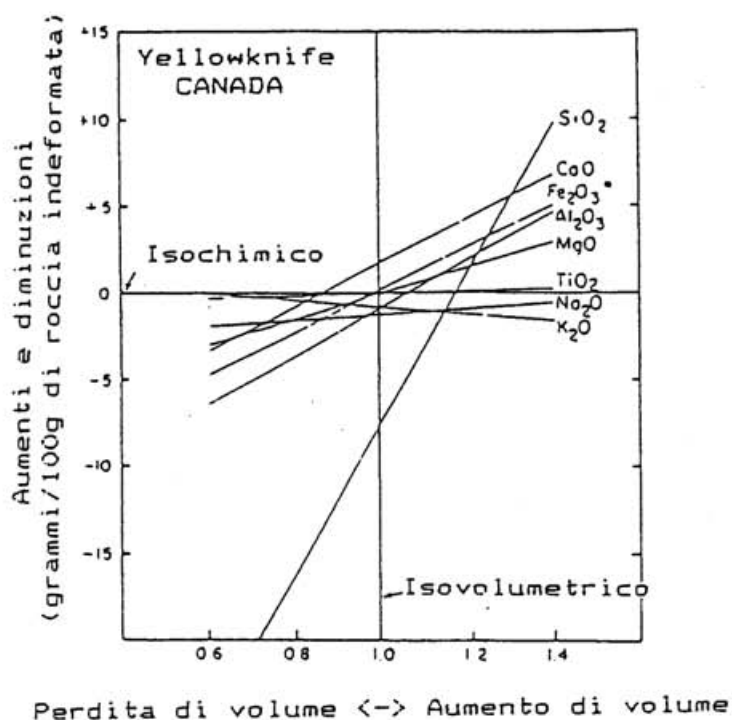


FIGURA 5.6: Diagramma mostrante la trasformazione di una roccia da anfibolite epidotica ad uno scisto a clorite a Yellowknife, Canada; (Tratto da KERRICH et al., 1977 a).

La lettura delle tabelle riportanti i dati delle analisi chimiche, non indicano dei cambiamenti significativi nel chimismo.

GRESENS (1966), suggerì, incorporando dati relativi alla densità delle rocce nel bilancio di massa, di fissare o il cambiamento del volume, o il comportamento di un componente durante la reazione, così da avere una soluzione univocamente definita. Questa trattazione è applicabile allo studio dei cambiamenti chimici nelle zone di shear. Nelle Figure 5.6 e 5.7 sono rappresentati graficamente i risultati di una

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

TABELLA 5.1: Abbondanza degli elementi maggiori in funzione della deformazione in una zona di shear dall'adamellite di Laghetti, Svizzera; (Tratta da KERRICH et al., 1977 a).

Campione	7120	7136-1	7136-2	7136-3	7117
SiO ₂	67.77	67.33	65.84	66.45	65.27
TiO ₂	0.57	0.58	0.58	0.59	0.68
Al ₂ O ₃	15.86	15.71	16.58	16.38	15.93
Fe ₂ O ₃	4.15	4.25	4.88	4.76	5.68
MnO	0.06	0.10	0.09	0.07	0.06
MgO	1.24	1.32	1.27	1.47	1.58
CaO	3.55	3.42	4.10	2.93	3.75
Na ₂ O	4.11	4.12	3.84	3.99	4.06
K ₂ O	2.56	3.07	2.71	3.25	2.83
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.13	0.10	0.16
S.G.	2.73	2.70	2.71	2.69	2.74

Gli ossidi maggiori sono stati ricalcolati a 100% anidro. Il totale prima del calcolo era tra 99.5% e 100.2%. 7120=roccia indeformata; 7136-1 - 7117= zona di shear progressivamente più deformata; S.G.=peso specifico ($2\sigma=\pm 0.02$).

TABELLA 5.2: Abbondanza degli elementi maggiori in funzione della deformazione attraverso tre zone di shear nei metabasalti di Yellowknife, Canada. (Tratta da KERRICH et al. 1977 a).

	1A	1B	1C	2A	2B	3A	3B
SiO ₂	50.85	49.65	46.07	52.12	50.42	51.62	50.20
TiO ₂	0.94	0.96	1.06	0.90	1.31	0.84	1.01
Al ₂ O ₃	14.63	14.82	14.75	15.86	17.21	14.87	15.89
Fe ₂ O ₃	11.91	12.99	12.88	12.46	15.05	12.40	12.58
MnO	0.18	0.20	0.19	0.14	0.17	0.18	0.20
MgO	7.31	7.83	7.74	6.60	7.66	6.39	6.14
CaO	11.01	10.47	13.55	9.02	4.90	10.51	10.61
Na ₂ O	2.53	2.62	1.41	2.06	1.66	2.53	2.66
K ₂ O	0.47	0.30	0.17	0.57	0.56	0.41	0.28
P ₂ O ₅	0.08	0.09	1.17	0.05	0.09	0.05	0.06
SO ₃	0.08	0.06	0.19	0.23	0.97	0.18	0.37
LOI	1.59	4.42	7.12	2.88	5.68	1.68	5.08
SG	2.97	2.85	2.80	2.97	2.80	2.97	2.80

Gli ossidi maggiori sono stati ricalcolati a 100% anidro. Prima del calcolo i totali risultavano compresi tra 99.1% e 100.7%. 1A=metabasalto isotropo indeformato, media di 7 analisi; 1B=poco deformato, media di 9 analisi; 1C=molto deformato, media di 4 analisi; 2A=indeformato, media di 8 analisi; 2B deformato, media di 10 analisi; 3A indeformato, media di 5 analisi; 3B deformato, media di 8 analisi. LOI: perdita di peso percentuale a 1000°C. SG: peso specifico ($2\sigma = \pm 0.02$).

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

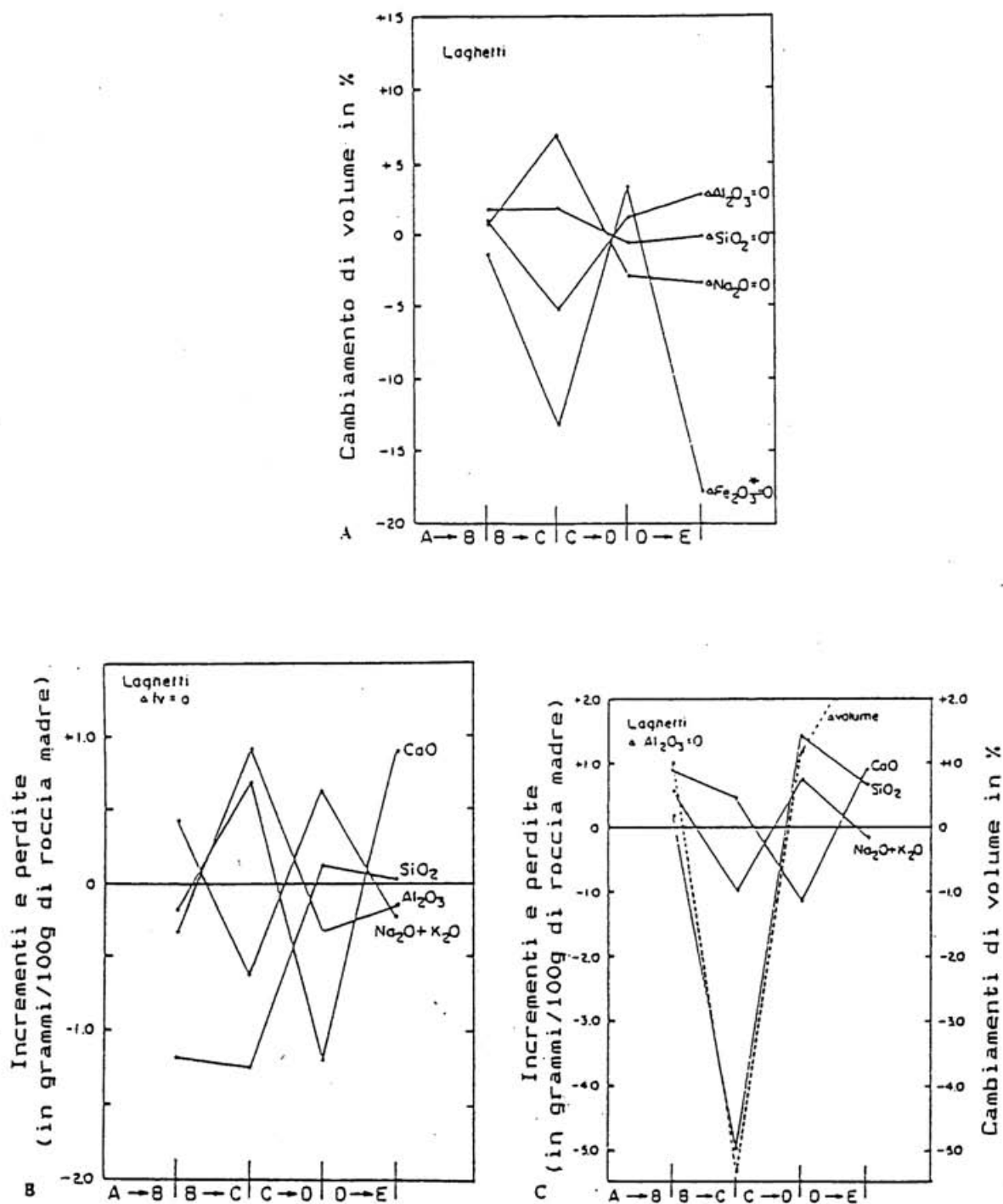


FIGURA 5.7A: Cambiamenti progressivi di volume accompagnanti la deformazione nell'adamellite di Laghetti (Svizzera), considerando l'immobilità di alcuni ossidi; B,C: Variazioni composizionali progressive nell'adamellite di Laghetti, sottoposta a deformazioni progressive, considerando il volume costante (B, $\delta f_v = 0$) e l'immobilità dell'allumina (C, $\delta \text{Al}_2\text{O}_3 = 0$); (Tratta da KERRICH et al., 1977 a).

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

siffatta trattazione, per il metabasalto e l'adamellite.

Una tabella riassume i risultati relativi ai cambiamenti nel chimismo dell'adamellite (Tabella 5.3), e dalla sua lettura si può notare come le variazioni nella chimica degli elementi maggiori, di questo litotipo, siano piuttosto esigui, se confrontati con quelli relativi al metabasalto.

TABELLA 5.3: Variazioni composizionali nella zona di shear di Laghetti (Svizzera) con l'aumentare della deformazione considerando A il volume costante e B l'immobilità dell'allumina (Tratta da KERRICH et al., 1977 a).

	A→B	B→C	C→D	D→E	totale A→E
A: reazioni a volume costante					
SiO ₂	-1.18	-1.25	+0.12	+0.03	-2.28
TiO ₂			+0.01	+0.10	+0.11
Al ₂ O ₃	-0.32	+0.93	-0.32	-0.15	+0.14
Fe ₂ O ₃	+0.05	+0.65	-0.16	+1.03	+1.57
MgO	+0.07	-0.05	+0.19	+0.14	+0.35
CaO	-0.17	+0.70	-0.19	+0.90	+0.24
Na ₂ O	-0.04	-0.27	+0.12	+0.15	-0.04
K ₂ O	+0.48	-0.35	+0.52	-0.37	+0.28
B: reazioni con allumina costante					
SiO ₂	+0.20	-4.94	+1.42	+0.66	-2.66
TiO ₂	+0.02	-0.03	+0.02	+0.11	+0.12
Al ₂ O ₃					
Fe ₂ O ₃	+0.14	+0.37	-0.06	+1.08	+1.53
MgO	+0.09	-0.12	+0.22	+0.15	+0.34
CaO	+0.90	+0.46	-1.13	+0.93	+1.16
Na ₂ O	+0.05	-0.48	+0.20	+0.18	-0.05
K ₂ O	+0.54	-0.50	+0.58	-0.34	+0.28
δV	+2.1%	-5.6%	+2.0%	+1.0%	-0.5%

δV è la variazione di volume risultante dalla immobilità dell'allumina.

Questo differente comportamento del chimismo in risposta all'evento deformativo, sarebbe da imputare, secondo gli autori, ai differenti meccanismi deformativi che avrebbero agito nei due casi, date le differenti condizioni di

pressione e temperatura.

Per KERRICH et al. (1977 a) la "pressure solution" è un meccanismo deformativo che crea un trasporto di massa, via diffusione intercristallina, in risposta a gradienti di stress. Questo meccanismo, inoltre, è il solo che consente ai granuli originari di non conservare la loro forma (grazie al trasporto diffusivo, anche a grande scala). Altra caratteristica importante della "pressure solution" è il fatto che certi minerali (quarzo e calcite, per esempio) si deformano più velocemente, quando sottoposti a certe condizioni, di altri (certi fillosilicati o certi ossidi), dando così luogo ad una differenziazione mineralogica, con un concomitante cambiamento di volume e chimismo dell'associazione mineralogica deformata mediante "pressure solution".

Si crede che la deformazione delle rocce sia dominata da processi che implicano fenomeni di dislocazione e diffusione intracristallina, qualora si abbiano alti valori di stress e temperatura (STOCKER & ASHBY, 1973; RUTTER, 1976; WHITE, 1976); viceversa la "pressure solution" è un fenomeno che si ritiene importante qualora i litotipi da deformare siano a grana fine ed i valori della temperatura e della velocità di deformazione siano bassi (ELLIOTT, 1972; RUTTER, 1976; KERRICH et al., 1977b).

A temperature molto basse e/o con bassi valori dello stress, lo scorrimento intercristallino e le fratture dei granuli, sono probabilmente, i meccanismi di deformazione, a livello

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

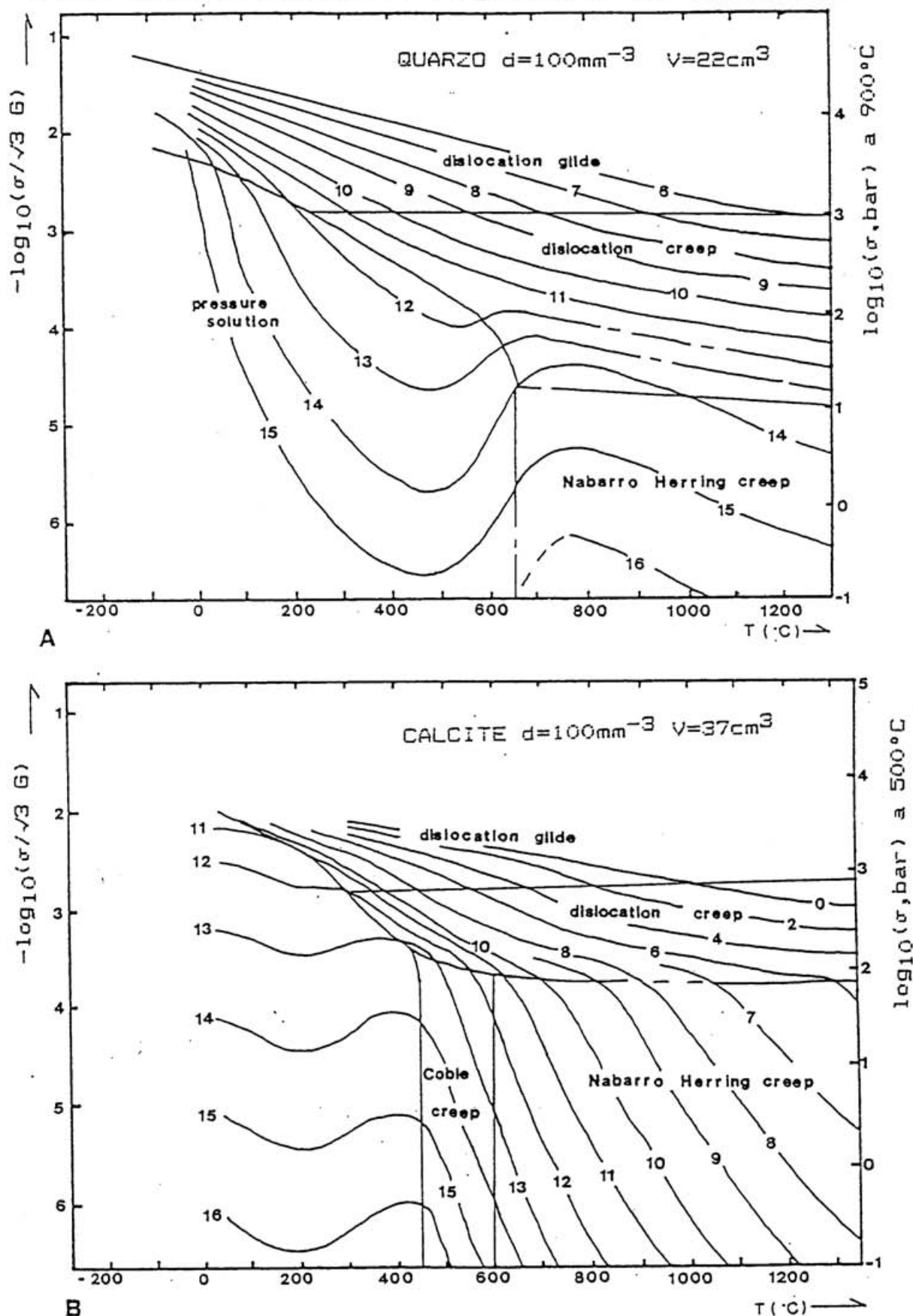


FIGURA 5.8: Rapporti tra resistenza e meccanismi di deformazione per la calcite (A), e per il quarzo (B); (Tratta da RUTTER, 1976).

crostale, predominanti (Figura 5.8).

KERRICH, ALLISON, BARNETT, MOSS & STARKEY (1980), analizzano le trasformazioni chimiche e microstrutturali conseguenti ad una deformazione di un granito in una zona di shear a Miéville, in Svizzera. In questo studio, si compiono analisi chimiche sugli elementi maggiori ed alcuni elementi in tracce, partendo dal granito isotropo per arrivare ad analizzare le rocce più deformate al centro della zona di shear, che le considerazioni microstrutturali portano a considerare come duttile. Seguendo quanto postulato da GRESENS (1966), a riguardo delle interpretazioni possibili nella lettura dei dati chimici, gli autori concludono che la deformazione all'interno della zona di shear deve essere avvenuta senza consistenti variazioni di volume (minori del 10%). Il chimismo non è stato sottoposto a grosse variazioni, infatti gli ossidi di silicio, alluminio e fosforo, oltre agli elementi come vanadio, nichel, cromo, ittrio, zirconio e niobio mostrano un comportamento essenzialmente isochimico. Infatti solo gli elementi alcalini ed il titanio mostrano le maggiori variazioni; comunque tutte le fluttuazioni nelle abbondanze degli elementi decrescono con l'aumentare della deformazione, fatto che viene giustificato con una probabile omogeneizzazione meccanica delle piccole eterogeneità composizionali all'interno della zona di shear. Questa trasformazione del granito in una milonite è accompagnata da un'addizione di volatili minore all' 1%, rispetto alla roccia madre, fatto questo che non esclude un flusso di fluidi

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

attraverso il sistema durante o dopo la deformazione. Al fine di risolvere questo problema, gli autori analizzano i rapporti isotopici dell'ossigeno e lo stato di ossidazione del ferro, attraverso la zona di shear: entrambi questi parametri sono indicatori sensibili dell'interazione tra i fluidi e la roccia. I risultati sono mostrati in Figura 5.9.

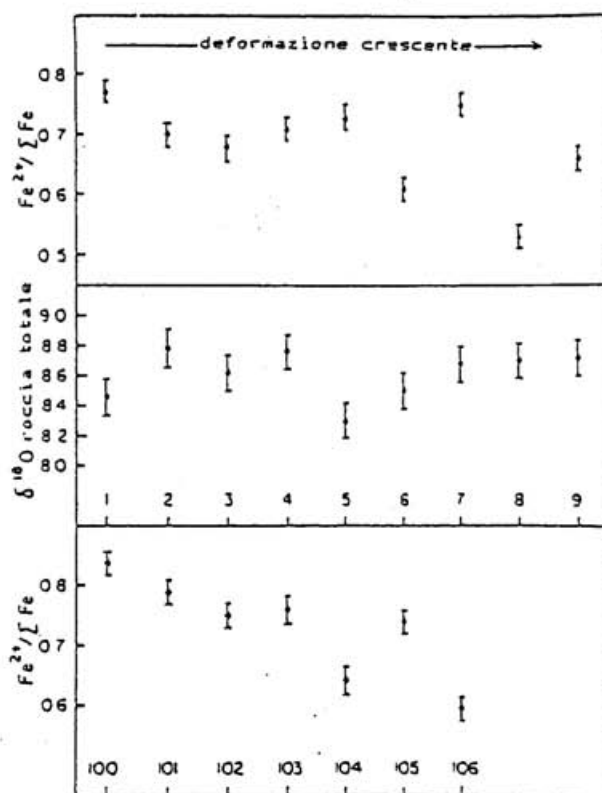


FIGURA 5.9: Stato di ossidazione del ferro e $\delta^{18}O$ su roccia totale attraverso la zona di shear a Mieville, Svizzera; (Tratta da KERRICK et al., 1980).

Il fatto che non vi siano significativi abbassamenti nel $\delta^{18}O$ e che il rapporto Fe^{2+}/Fe^{tot} mostri un leggero abbassamento dai bassi agli alti valori di deformazione (probabile conseguenza sia della destabilizzazione della biotite per

dare titanite, sia della produzione di epidoti contenenti ferro ferrico), porta KERRICH et al. (1980) a concludere che la deformazione ebbe luogo in condizioni anidre e che la zona di shear non agì come condotto per fluidi. Infine gli autori affermano che il grado in cui i minerali e la composizione delle rocce vengono modificati nelle zone di shear, appare essere influenzato dall'accesso di fluidi e dalla temperatura di deformazione.

POTDEVIN & MARQUER (1987), cercano di quantificare il trasporto di materia, favorito dall'azione dei fluidi, legato alla deformazione delle rocce metamorfiche, utilizzando due diversi metodi di calcolo del bilancio di massa: GRESENS (1967), e GRATIER (1984). Il risultato del trasporto di materia è la modificazione del chimismo originario della roccia. Per evidenziare questo è necessario comparare la composizione chimica della roccia iniziale con quella a differenti stadi di tale trasformazione. Confrontando il chimismo di diverse rocce, dalle più deformate a quelle meno deformate e da quelle meno trasformate a quelle più preservate dal punto di vista chimico, si può arrivare a correlare l'intensità della deformazione, la differenziazione chimica e il trasporto di materia, a condizione che la roccia di partenza non contenga eterogeneità chimiche iniziali.

Strutture particolarmente adatte allo studio delle relazioni esistenti tra la deformazione intracristallina ed il trasporto di materia, si sono rivelate, le zone di shear duttile (MARQUER, 1987). In special modo, nelle strutture tipiche della deformazione delle rocce magmatiche, le

geometrie regolari delle zone di shear, sono fundamentalmente differenti dalla ripartizione di eventuali eterogeneità magmatiche iniziali. Ciò assicura che tutte le differenziazioni chimiche correlate all'intensità della deformazione, avranno origine dal trasporto di materia durante il metamorfismo (POTDEVIN et al., 1987).

CREVOLA (1987) riconobbe dei fenomeni di trasporto di materia, in alcuni ortomicascisti prodotti in zone di shear duttili, ai danni di originari graniti, localizzati nella catena varisica della Francia del sud.

Le caratteristiche geochimiche espresse da queste rocce permettono di correlare una diminuzione della silice, con il progressivo aumento della deformazione. A partire dal granito, considerando gli altri elementi, si è trovata un'evoluzione piuttosto continua, se si eccettuano delle perdite di calcio, oppure, in un'altro stadio dell'evoluzione, perdite di sodio e arricchimenti in alluminio, ferro, magnesio e titanio (Figura 5.10). Seguendo i dettami consigliati da GRESENS (1967), CREVOLA, calcola una perdita di volume confrontabile al 20 - 40% rispetto alla roccia di partenza. Le analisi geochimiche eseguite, rendono consapevole l'autore che le trasformazioni alle quali possono essere soggetti antichi graniti, deformati in zone di shear duttili, sono di vari tipi e di importanza maggiore, di quanto pensato fino a quel momento.

Del lavoro di MARQUER (1989), già preso in considerazione per quelli che erano gli aspetti strutturali del problema, è bene

ricordare anche l'esame sull'importanza delle condizioni del metamorfismo, a riguardo del transfert di materia e sulle metodologie che è possibile usare per quantificare le conseguenti variazioni chimiche.

E' superfluo ricordare come le reazioni metamorfiche controllino la natura degli ioni presenti nella fase fluida sinmetamorfica. Durante la deformazione in condizioni metamorfiche prossime alla facies anfibolitica e talvolta scisti-verdi, si ha una tendenza alla diminuzione delle fasi feldspatiche, a beneficio di mica bianca, biotite e in certi casi anfibolo. La natura degli ioni mobilizzati rispecchia perfettamente le trasformazioni delle fasi implicate nel corso del processo. Per determinare il cambiamento globale del chimismo di una data roccia, vi sono tre condizioni necessarie: 1) la presenza di una fase fluida interstiziale; 2) la comparsa di una nuova paragenesi stabile, di composizione chimica differente da quella iniziale; 3) la possibilità di trasferire dei cationi, mediante un meccanismo intergranulare, per una distanza superiore a quella dell'affioramento.

Due sono i processi fondamentali per la migrazione intergranulare di ioni, in presenza di fluidi (FLETCHER & HOFFMANN, 1974): la diffusione degli ioni in una fase fluida stazionaria, oppure il movimento convettivo del fluido (infiltrazione); in generale la maggior parte degli autori (KORZHINSKII, 1970; FLETCHER & HOFFMANN, 1974; FRANTZ & WEISBROD, 1974; BEACH, 1976; FONTEILLES, 1978; FYFE et al., 1978; ETHERIDGE et al., 1984; GRATIER, 1984; POTDEVIN, 1984),

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

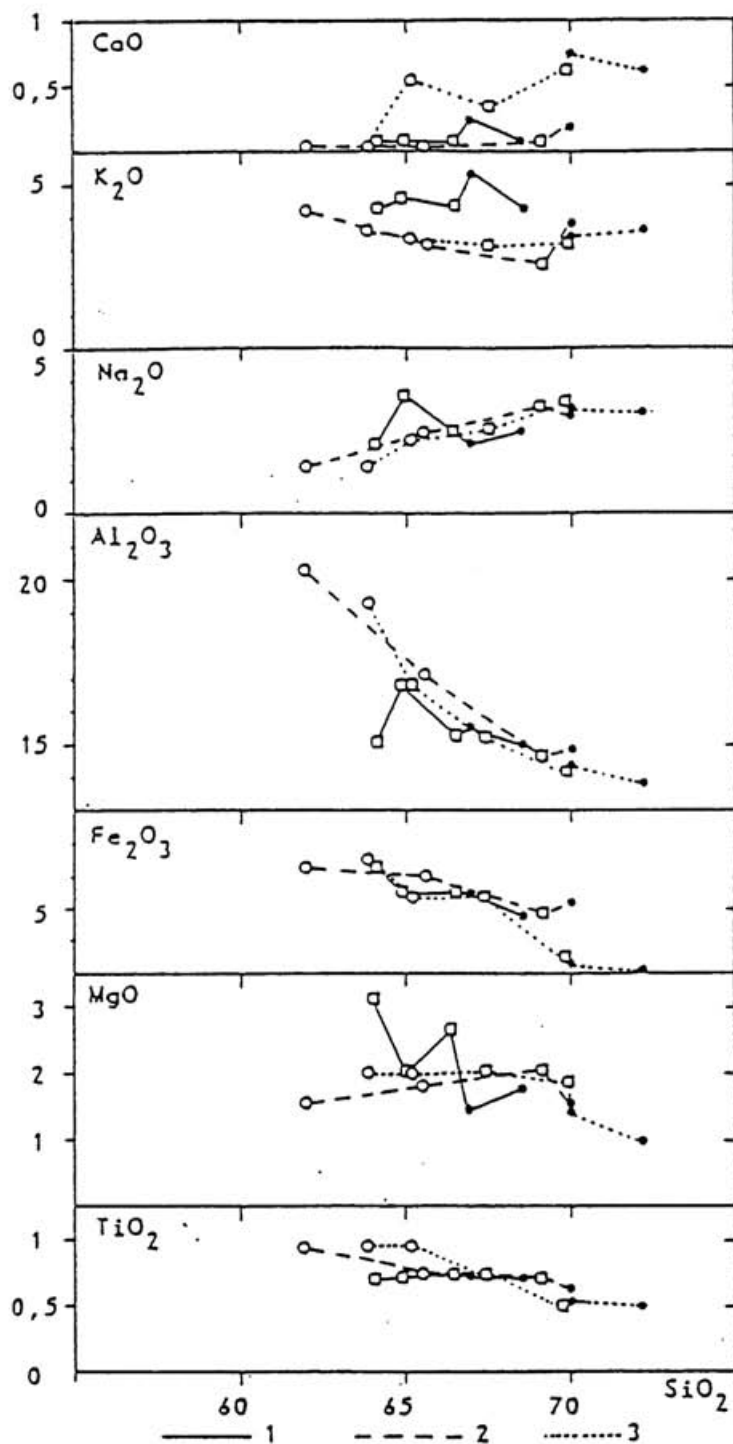


FIGURA 5.10: Evoluzione geochimica per tre sezioni (lunghe circa 20 m) all'interno di alternanze metriche di termini derivati da originari graniti nella Francia del sud; (Tratta da CREVOLA, 1987). Cerchi vuoti: micascisti; Cerchi neri: ortogneiss; Quadrati: gneiss micacei. 1: Cévennes, barrage de Sénéchas; 2: Cévennes, les Deux Aigues; 3: Maures, Tournavelle.

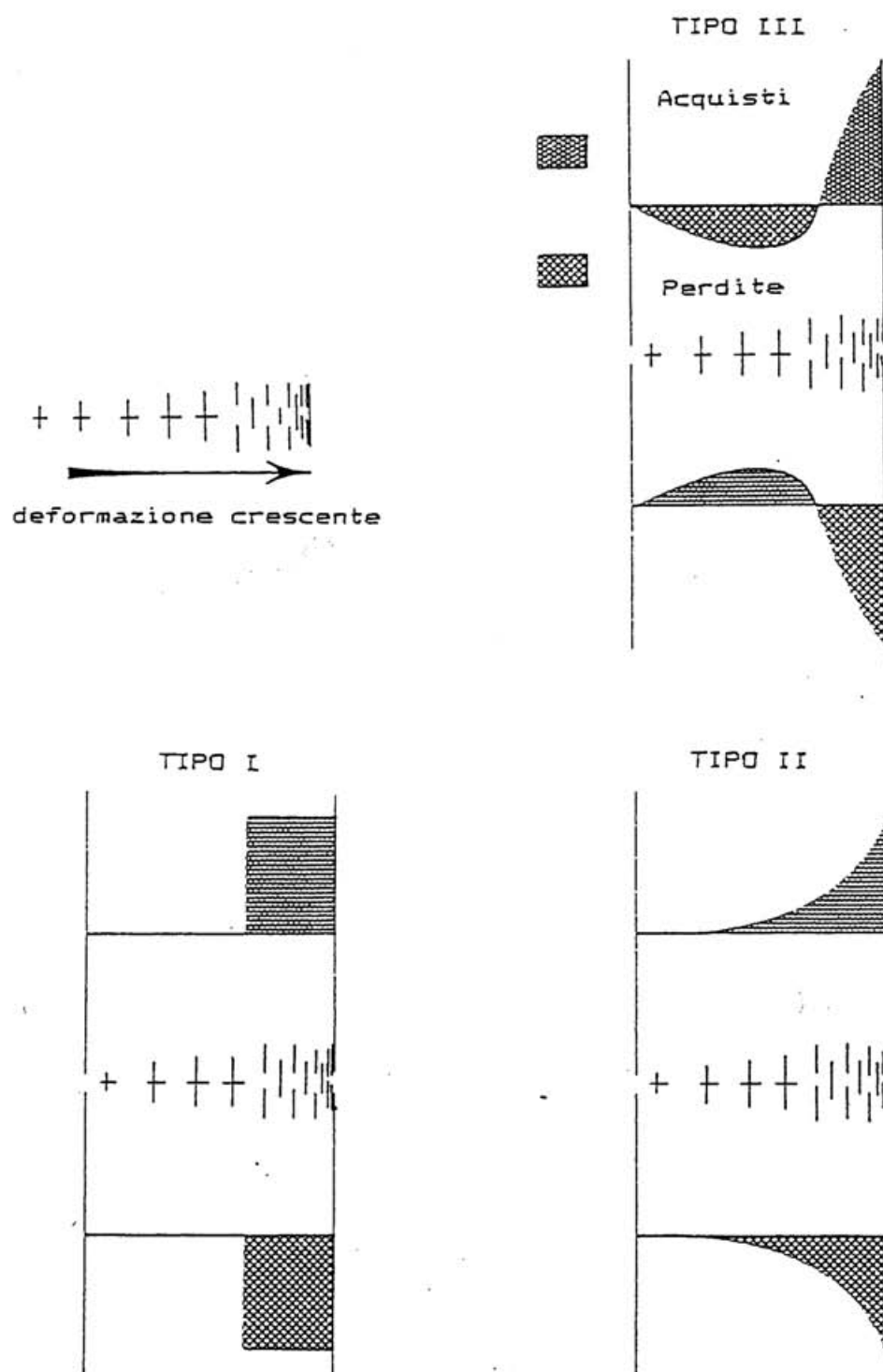


FIGURA 5.11: Profilo teorico della variazione degli elementi chimici in una zona deformata. I tre tipi di profilo rappresentano una sezione di 8 metri; (Tratto da MARQUER, 1989). Sg: superficie acquistata; Sp: superficie persa.

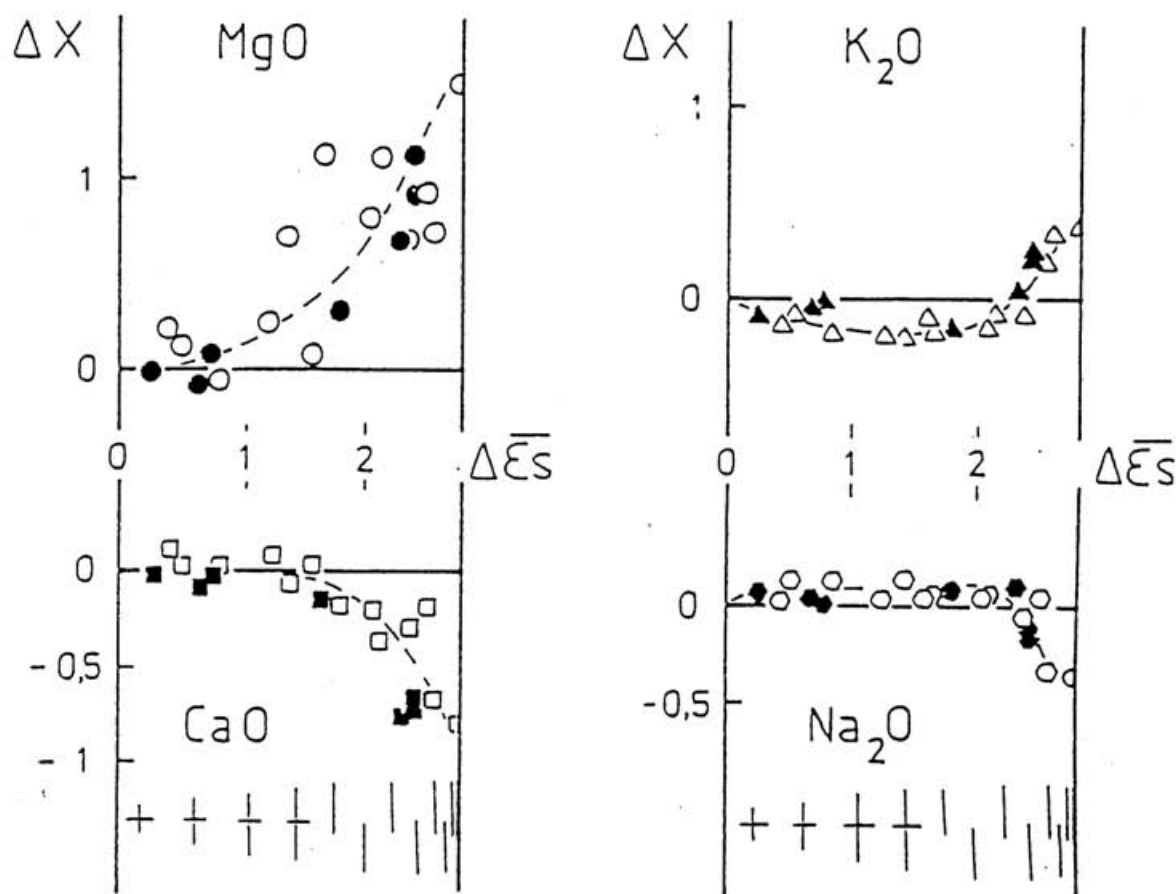


FIGURA 5.12: Profili di variazione degli elementi mobili in funzione dell'intensità della deformazione finita per due zone deformate (simboli neri: 3 m; simboli bianchi 80 m) eseguiti sullo stesso diagramma. Le variazioni δX rispetto ai valori iniziali sono riportati in funzione dell'intensità della deformazione ($\delta \bar{\epsilon}_s$) dal punto di riferimento (0.0). I simboli sono di dimensioni maggiori rispetto agli errori analitici; (Tratta da MARQUER, 1989).

considera il solo modello dell'infiltrazione, come responsabile di trasporti di materia a grande scala (maggiore del metro).

Un modo per definire le condizioni ai limiti del sistema, ed in certi casi il tipo di trasporto implicato, viene illustrato, prima per mezzo di esempi teorici (Figura 5.11), e poi utilizzando dati reali (Figura 5.12). I tipi di profili I e II, mostrano esempi di un sistema aperto, dove il bilancio di materia non rispetta la composizione iniziale del sistema; il tipo III è il caso di un sistema chiuso, dove le perdite e i guadagni di materia si compensano, affinché la composizione globale della roccia deformata, sia uguale a quella iniziale. In più, questo tipo di profili permettono, in certi casi, di caratterizzare i meccanismi di trasporto (KORZHINSKII, 1970; FONTEILLES, 1978); infatti per il tipo I si addebita la variazione chimica ad un processo di infiltrazione, mentre per il tipo II non è possibile differenziare il processo di infiltrazione da quello della diffusione, o se agiscano entrambi.

La diffusione viene ritenuta responsabile nel profilo di tipo III. Un esempio reale di profili di variazione chimica, al quale si possono applicare le considerazioni appena citate, è riportato in Figura 5.12.

Appare chiaro, a questo punto, quanto sia importante, al fine di ricostruire un bilancio di materia in funzione della deformazione, caratterizzare il contesto metamorfico e strutturale della zona studiata, quantificare l'intensità

5 Deformazione tessitura e composizione nei granitoidi

della deformazione e delle variazioni chimiche, quindi rappresentare, mediante profili, la variazione del tenore dei vari elementi nelle zone deformate, a scale differenti.

6 OSSERVAZIONI DI TERRENO

Premessa

Come appare dalla carta geologica allegata, i litotipi affioranti nell'area esaminata appartengono a due elementi strutturali principali: la Falda del Gran Paradiso e le rocce carbonatiche appartenenti alla copertura mesozoica scollata del Gran Paradiso.

Si nota inoltre (Foto 34) come i litotipi appartenenti alla originaria copertura scollata del Gran Paradiso siano affioranti su aree di dimensioni limitate, se confrontate con l'area oggetto di questo studio.

Le osservazioni di terreno seguiranno il seguente ordine:

- Falda del Gran Paradiso
- Rocce carbonatiche mesozoiche
- Terreni quaternari.

Gli affioramenti, in questo capitolo, sono contraddistinti da numeri, che saranno d'aiuto qualora si volesse conoscere la posizione degli affioramenti. Per questo è stata creata l'Appendice A, ove si possono trovare tutte le indicazioni sia per localizzare l'affioramento sulle carte geologiche, sia per ritrovarlo sul terreno.

Le osservazioni di terreno sono state la base dalla quale, in seguito alle osservazioni microscopiche, si è giunti alle distinzioni più dettagliate che ora possiamo individuare sulle carte geologiche allegate.

6.1. Falda del Gran Paradiso: Gneiss minuti

Sotto questo termine sono stati raggruppati tutti i paraderivati, con intercalazioni di metabasiti, associati agli ortoderivati, descritti invece come Gneiss Occhiadini e rocce associate.

Sebbene sul terreno si siano riconosciuti litotipi diversi, appartenenti a questo complesso, la loro distinzione sulla carta non è stata sempre possibile, data la gradualità e l'irregolarità con le quali i vari litotipi oscillano da un termine all'altro.

Rimane comunque opportuno descrivere quelle che sono le caratteristiche mesoscopiche dei singoli termini che si sono potute rilevare sul terreno, e che sulla carta verranno compresi nel termine Gneiss Minuti.

6.1.1 Gneiss fini

Questo litotipo forma delle bancate di potenza piuttosto variabile (da metrica a decametrica), orientate parallelamente alla foliazione, che è caratteristica comune anche dei litotipi ad esso adiacenti. I contatti sono tettonizzati e paralleli all'andamento generale della struttura (Foto 22).

Questo tipo di gneiss è una roccia a grana fine, con foliazione generalmente planare, può presentare un layering composizionale. Spesso è percorso, parallelamente alla foliazione, da vene di quarzo (con potenze variabili dal millimetro sino al centimetro) oppure di epidoto (dalle

dimensioni massime di un paio di millimetri), la mica bianca, la biotite e talora il granato (in minutissimi individui). Talvolta i costituenti possono essere distribuiti in maniera omogenea, altre volte formare dei layering composizionali. Lamelle di mica bianca di dimensioni centimetriche, orientate generalmente secondo la foliazione, si possono trovare specialmente ai margini delle vene o dei numerosi letti di quarzo.

Parallelamente alla foliazione, sono visibili anche sottili lenticelle a grana più fine e discontinue, probabilmente più ricche in biotite dato il loro colore più scuro, Talvolta l'albite può presentarsi in blasti dalle dimensioni di 2-3 millimetri, che tuttavia non pregiudicano (vista la percentuale trascurabile di questi blasti di maggiori dimensioni) la media della grana che rimane fine.

Qualora aumenti la quantità di biotite (affioramenti 181 e 189), il colore della roccia può divenire più scuro, essa appare leggermente più massiccia e alla scala del campione a mano mostra una disomogeneità composizionale: quarzo mica bianca e biotite (quest'ultima può essere ulteriormente arricchita in letti centimetrici) costituiscono l'aggregato microgranulare in cui compare irregolarmente l'albite porfiroblastica.

Vene di di epidoto (con spessori dell'ordine dei 3-4 millimetri), possono disporsi (affioramento 189) parallelamente ad una delle due superfici di frattura orientata secondo 40° - 290° . Una piega di dimensioni metriche,

è visibile in 154, le cui caratteristiche sono mostrate nella Foto 23.

La foliazione può presentarsi crenulata come nel caso dell'affioramento 382.

6.1.2.a Gneiss a porfiroblasti di albite

Questo litotipo, non presenta una giacitura molto diversa da quello appena descritto. Pare infatti essere il prodotto di un fenomeno di albitizzazione subito da una roccia con caratteristiche molto simili a quelle di uno gneiss fine albitico. I passaggi tra queste due rocce sono spesso sfumati. Nei confronti dei litotipi adiacenti, questi gneiss a porfiroblasti di albite, mostrano gli stessi caratteri giaciturali già descritti per gli gneiss fini, cioè contatti tettonizzati e paralleli al piano di foliazione generale.

La foliazione di questo tipo di gneiss è più o meno planare, può essere presente una lineazione perpendicolare alla direzione dell'immersione.

I costituenti riconoscibili sono l'albite, il quarzo, la mica bianca, la biotite e talvolta il granato.

L'albite può raggiungere le dimensioni di 4-5 millimetri, ma la sua presenza può essere disomogenea alla scala del campione a mano, in tal caso le fasi fillosilicatiche come la mica bianca e la biotite possono formare dei letti con potenze variabili dalla scala millimetrica, fino a raggiungere un paio di centimetri.

Il quarzo può essere interstiziale rispetto ai porfiroblasti albitici, oppure formare sottili letti con spessori di poco superiori al millimetro, generalmente paralleli o con un piccolo angolo rispetto alla foliazione e discontinui.

La mica bianca può crescere fino a raggiungere dimensioni centimetriche e può essere disposta o meno secondo il piano

individuato dalla foliazione.

I fillosilicati possono avvolgere l'albite e non sono rari i letti di quarzo piegati, insieme al resto della roccia (in questi casi è presente un layering composizionale) in modo tale da formare delle pieghe parallele. Il granato può raggiungere, negli affioramenti 86 e 159, dimensioni dell'ordine del centimetro.

La grana della roccia è variabile, a seconda della quantità di porfiroblasti di albite che ne aumentano la media.

Sono presenti dei layering composizionali, talvolta accompagnati da una riduzione della grana, è il caso della roccia affiorante nel punto 85, con un arricchimento di biotite in letti paralleli alla foliazione, oppure della roccia affiorante al punto 310.

Possono essere presenti carbonati dai colori rossastri, in prossimità delle vene o delle sacche di quarzo (160), oppure come riempimento delle fratture (lunghe fino al decimetro e con apertura massima attorno al millimetro), isoorientate secondo 72° - 210° nell'affioramento 56.

Il campione proveniente dal punto 380 mostra un layering composizionale dato dall'arricchimento lungo fasce discrete, dello spessore di un paio di centimetri, di mica bianca e clorite.

A grana più fine si presenta invece il campione 74, dove si intravede appena un layering composizionale, e nei letti più scuri vi si può trovare anfibolo verde di piccole dimensioni. All'interno di questo litotipo nell'affioramento 35, è

possibile individuare la struttura definita "fish hook fold" (SORBY, 1880) data la sua caratteristica forma ad amo, si tratta in questo caso di una vena di quarzo ripiegata.

Le vene di quarzo possono disporsi anche perpendicolarmente alla foliazione (affioramento 45).

Lo gneiss ora in esame può presentarsi alternato a filoni aplitici stratiformi con potenze da centimetriche a decimetriche. Sempre nell'affioramento 45 si può osservare come al contatto tra gneiss e filone aplitico possano talvolta essere interposti, sottili letti di quarzo, paralleli alla foliazione. Strutture di interferenza tra generazioni diverse di pieghe sono visibili nell'affioramento 124.

Nelle immediate vicinanze del contatto con gli ortogneiss (affioramento 168) il comportamento reologico è tale che lo gneiss diviene più duttile (affioramenti 168, 375 e 390; Foto 20).

Il contatto tettonico tra gli ortogneiss e gli gneiss a porfiroblasti di albite è ben visibile nell'affioramento 332. Una piega di dimensioni metriche affiora nel punto 190, mentre pieghe "chevron" sono state osservate nell'affioramento 337, coinvolte nel piegamento a scala metrica e decametrica insieme agli ortogneiss.

6.1.2.b Micascisti gneissici

Sono transizionali con gli gneiss precedentemente descritti e da questi si differenziano per una grana più fine e una maggiore quantità di mica bianca.

Altri costituenti mineralogici sono il quarzo, l'albite è pur sempre presente, ma in quantità minori rispetto agli gneiss, la clorite e talora il granato. Data la presenza in quantità considerevoli di mica bianca questo litotipo si mostra ben foliato ma solo a volte la foliazione è planare. (55, 116, 160, 168). Talvolta (35, 38, 86, 146, 168, 300), gli gneiss a porfiroblasti di albite, ma anche e soprattutto gli gneiss fini albitici, in conseguenza ad arricchimenti talora repentini, di biotite, possono mostrare passaggi a dei veri e propri micascisti, a prevalente biotite e clorite, con porfiroblasti (le cui dimensioni massime raggiungono il paio di millimetri) di albite e vene millimetriche di quarzo parallele alla foliazione.

La presenza di albite rimane comunque irregolare e variabile, possibile l'individuazione del granato (001, 392) e di carbonati rossastri.

Di colore più scuro sono invece i campioni raccolti agli affioramenti 35 e 305 sono sempre dei micascisti, con foliazione da planare a piano-ondulata, percorsi da layers di quarzo paralleli alla foliazione, che raramente superano lo spessore del millimetro, in modo piuttosto regolare. Mineralogicamente questo litotipo non si differenzia molto dai micascisti appena descritti, in quanto le fasi visibili

sono mica bianca, albite, quarzo, biotite, clorite e, talora granato, ma la giacitura di questi ultimi ricorda quella di litotipi prodotti da un processo di milonisi. Da sottolineare infine come il contatto visibile sul campione relativo all'affioramento 85, mostri un brusco passaggio tra lo gneiss a porfiroblasti di albite e la roccia notevolmente più ricca in biotite e clorite.

Nel caso dei due campioni 151 e 302 il suffisso gneissico è inopportuno dato che si tratta di veri e propri micascisti a mica bianca e quarzo in lenti e talvolta in letti disposti parallelamente alla foliazione non molto pervasiva.

6.1.3 Gneiss fini listati

Questa varietà di gneiss, è stata rinvenuta in una fascia potente circa dieci metri, compresa negli gneiss a porfiroblasti di albite. I contatti tra i due litotipi sono chiaramente di origine tettonica. Il piano su cui giace la foliazione è il medesimo per entrambe i litotipi.

Si tratta di un tipo di roccia con un evidente layering composizionale, dato dal variare delle quantità relative, tra i diversi letti, di albite, quarzo, biotite, mica bianca, anfibolo e epidoto.

La grana può variare da molto fine a 2-3 millimetri (nei letti ricchi in albite), l'anisotropia planare pare essere conseguenza più del layering composizionale che di una effettiva isorientazione delle fasi all'interno della roccia.

Vi sono vene di epidoto potenti anche un paio di centimetri, come in vene può pure apparire il quarzo (gli spessori variano da submillimetrici a centimetrici). Entrambi i tipi di vene sono disposti parallelamente alla foliazione (168); talvolta quelle di epidoto paiono essere state boudinate (39), mostrando un comportamento meno duttile rispetto agli altri letti presenti all'interno del litotipo in esame.

6.1.4 Quarzomicascisti

I termini più foliati degli gneiss spesso mostrano dei passaggi a veri e propri micascisti. Questi passaggi sono spesso repentini, caratterizzati da un brusco aumento della mica bianca e del quarzo tra i componenti visibili. Alcune volte il limite tra i quarzomicascisti e gli gneiss appare molto più netto, in conseguenza alla forte trasposizione tettonica subita da queste zone altamente deformate.

Sono rocce foliate a prevalente quarzo e mica bianca, possono essere presenti quantità subordinate di albite, clorite, granato e carbonati. In genere la foliazione è piano ondulata ma può anche essere planare (115), in questo caso si ha un'alternanza di letti centimetrici a prevalente quarzo in cui sono immersi granati che possono raggiungere il centimetro, quindi letti dove aumenta la quantità di mica bianca, clorite e granato, sebbene le dimensioni di quest'ultima mostrino una riduzione. Piuttosto abbondanti i vacuoli di forma irregolare, riempiti da materiale carbonatico rossastro.

Il quarzo può assumere una colorazione giallastra ma sono pure presenti piccole sacche di quarzo rosa. Quando la foliazione è leggermente più regolare, rispetto alla media di questo litotipo, si può scorgere una lineazione, determinata dalla disposizione dei letti di quarzo, può altresì essere presente una crenulazione che ha ripiegato la mica bianca (affioramenti 58 e 113).

E' possibile osservare lenticelle lunghe fino a qualche centimetro di clorite e biotite, avvolte dalla foliazione definita da quarzo e mica bianca, in questi casi la foliazione è piano ondulata.

In taluni casi si possono avere rocce con foliazione pervasiva, crenulate, con abbondantissima mica bianca, dove il quarzo è lenticolare e vi sono evidenze di un avvenuto processo di cataclasi (58 e 113); nell'affioramento 122 il micascisto cataclasato raggiunge la potenza di 5-6 metri, dell'ordine dei 10 metri è invece la potenza della fascia cataclasata dell'affioramento 87.

Sono quindi possibili variazioni nell'abbondanza delle fasi mineralogiche, quando a diminuire è la quantità di fillosilicati, si può arrivare ad avere rocce come quelle osservate nei punti 87, 111 e 123, cioè vere e proprie quarziti, solo debolmente anisotrope (123), o addirittura massicce (87/7 e 111), dove le uniche fasi presenti, oltre al quarzo, sono i solfuri (riconoscibili per il loro tipico riflesso metallico visibile nel campione 111), oppure carbonati rossastri come evidente nel caso del campione proveniente dall'affioramento 87.

Nel campione numero 87 (raccolto qualche metro più a sud del precedente) il quarzo è allungato in letti potenti anche un centimetro, divisi tra loro da sottilissimi letti di mica bianca e la roccia risulta crenulata. Anche qui sono abbondanti i vacuoli parzialmente riempiti da carbonati, generalmente di forma lenticolare e allungati secondo la foliazione.

Spessori maggiori (3-4 centimetri) per le lenti di quarzo disposte parallelamente alla foliazione, si riscontrano nel campione 148.

Di composizione analoga ai quarzomicascisti già descritti ma di colore più scuro e a grana più fine è il campione relativo all'affioramento 002.

6.1.5 Metabasiti

Le metabasiti vengono frequentemente rinvenute come boudin entro i paraderivati (Foto 21); le dimensioni di questi boudin sono variabili dal decimetro fino al metro. Sono però anche presenti in una fascia molto potente (dall'affioramento 184 al 187), contenuta all'interno dei paragneiss. All'interno di questa fascia la giacitura del piano di foliazione aumenta l'inclinazione dai 20° fino ai 40° spostandosi verso la parte a nord della fascia, mentre la direzione rimane compresa tra 015° e 035°.

Le metabasiti sono rocce a grana finissima, di colore scuro, talvolta con un layering composizionale, parallelo alla foliazione, sebbene questa non sia molto sviluppata e

talvolta è pure assente.

Oltre all'anfibolo microgranulare, è sempre presente la mica bianca che può concentrarsi lungo piani preferenziali, oppure in glomerolepidoblasti irregolarmente allungati parallelamente alla foliazione.

Si può riconoscere anche l'albite e il granato in porfiroblasti di dimensioni variabili (fino ad un paio di millimetri).

Quando la metabasite si trova come boudin entro i paraderivati, vi si possono scorgere al suo interno delle cavità irregolari riempite da polveri rossastre, probabilmente carbonati, vene e/o arricchimenti di epidoto e titanite in sacche irregolari di dimensioni modeste.

In alcuni casi (176) l'alternarsi di livelli millimetrici (al massimo 5-6 millimetri) di anfibolo o di albite e epidoto, dà luogo ad un layering composizionale successivamente ripiegato (in questo caso non si vede il granato).

Nell'affioramento 183 è ben visibile il contatto tra il livello di anfibolite granatifera e lo gneiss fine albitico a granato. Al contatto è possibile osservare un sottilissimo letto (1-2 millimetri di spessore) di albite. Questo contatto è parallelo alla foliazione che è comunque più evidente nello gneiss.

Nel campione 82 l'albite, a cui può essere associato il quarzo, forma delle sacche irregolari (le dimensioni sono dell'ordine di un paio di millimetri), la roccia appare massiccia ed il granato è ben visibile.

Nel campione raccolto nel punto 15 si possono osservare il granato, la mica bianca, carbonati e vene epidotiche, presenti pure sacche irregolari di quarzo di colore giallastro.

Più per il contesto geologico dell'affioramento, che per quanto sia possibile rilevare dall'esame mesoscopico della roccia, sono stati attribuiti al gruppo delle metabasiti i litotipi, tutti a grana fine, raccolti nei punti 168 (in livelli di spessore centimetrico), 40 (boudins negli gneiss fini con la mica bianca in sottili livelli che contribuiscono a dare alla roccia una foliazione planare, vene di epidoto anche disposte in maniera discorde rispetto al piano della foliazione), 40, 175d, 168g, 182 (con letti al massimo millimetrici di quarzo disposti parallelamente alla foliazione), 69, 150 e 168 (boudins nei paragneiss).

6.2 Falda del Gran Paradiso:

Gneiss Occhiadini e rocce associate

In questo insieme sono stati compresi tutti i litotipi di derivazione sicura da rocce granitoidi, come i metagraniti e gli ortogneiss via via più deformati, e presunta, come i micascisti con o senza: cloritoide, talco o cianite.

6.2.1 Metagraniti

Affiorano soltanto in una piccola porzione dell'area esaminata (affioramenti 291 e 313 a nord-est della Punta Fenilia), dove formano un corpo con lungo circa 250 metri e largo al massimo 150 metri, la forma è allungata e sfuma a rocce via via più deformate. Questo passaggio può essere graduale ma anche piuttosto repentino, come si può vedere dalla carta geologica allegata alla scala 1:1000.

Questo litotipo mostra ancora in gran parte preservata l'originaria struttura granitica isotropa, con grossi clasti feldspatici, di dimensioni fino a 5-6 centimetri, privi di una qualche orientazione preferenziale, quindi plagioclasio, quarzo e biotite (Foto 1).

La grana è grossa e in questi graniti non sono rari gli inclusi (Foto 2), che, anche quando di forma allungata, non si dispongono secondo un piano preferenziale.

6.2.2 Ortogneiss

Per quanto riguarda questo tipo di rocce, si cercherà di descriverle, nel limite del possibile, per gruppi. Si partirà dai tipi con minori evidenze di deformazione, per arrivare ai litotipi milonitici, essendo presenti nell'area studiata tutte le situazioni intermedie (Foto 4, 5, 6, 7, 10, con passaggi gradualmente tra loro, tra il granito indeformato (Foto 1) e l'ortogneiss milonitico (Foto 11).

Passaggi anche molto sfumati questi litotipi li mostrano al contatto con i micascisti argentei (Foto 13, 14, 15 e 16) e con i metagraniti.

In particolare, si deve notare come gli ortogneiss si dispongano ad avvolgere il corpo di metagranito, in associazione con i micascisti argentei e con i paraderivati gneissici.

Nel campione 201 la foliazione non è ben sviluppata, i costituenti visibili ad occhio nudo sono feldspato, quarzo, biotite e mica bianca, le fasi fillosilicatiche hanno la tendenza a disporsi secondo un piano, così da definire una foliazione planare. Si possono notare, disposte in modo irregolare nella roccia, delle alterazioni rossastre.

Nel campione relativo all'affioramento 108, oltre ad una presenza più limitata della biotite, si possono osservare dei domini, probabilmente pseudomorfosi su ex feldspato, di forma irregolare, ora occupati da un'aggregato microcristallino grigiastro irrisolvibile ad occhio nudo, il quarzo è presente in plaghe perlopiù interstiziali insieme all'albite; la mica

bianca, non molto abbondante, definisce la foliazione poco evidente e pervasiva.

Del tutto assente è la biotite nel campione 366, infatti i costituenti principali sono l'albite, pseudomorfica sull'ex feldspato, il quarzo interstiziale e la mica bianca che tende a dare una foliazione disponendosi in letti ancora piuttosto irregolari, all'interno dei quali i lepidoblasti micacei non sono isoorientati.

I campioni relativi agli affioramenti 329 e 272 sono degli ortoderivati ad albite quarzo e mica bianca, sono piuttosto massicci, e si può osservare la disposizione del quarzo in lenticelle lunghe anche un paio di centimetri, l'albite e la mica bianca sono probabilmente i costituenti, a grana finissima, dei domini estremamente irregolari e talora allungati secondo la debole foliazione. Tali domini ricordano, talvolta nella forma, quelli feldspatici, ora totalmente destabilizzati.

Sebbene più rari, questi domini sono pure presenti nell'affioramento 373. Questo tipo di roccia non sembra contenere feldspato, tuttavia i domini, che in questo caso mostrano delle forme che suggeriscono una risposta alla deformazione di tipo duttile, fanno pensare ad una derivazione dall'ortogneiss (Foto 27). In questa roccia è pure presente il cloritoide, in individui dalle dimensioni massime di 3-4 millimetri, il quarzo, che è il costituente principale e si presenta in piccole lenticelle e la mica bianca, finissima, che definisce la foliazione insieme alla leggera isorientazione delle lenticelle di quarzo.

L'affioramento in esame è percorso, da una vena di quarzo con cloritoide, vena che pare contaminare, proprio di cloritoide sebbene in maniera irregolare, proprio la roccia incassante (Foto 24, 25 e 26).

Il campione 171 rappresenta un vero e proprio gneiss occhiadino con feldspato potassico, quarzo, albite e biotite, quest'ultima a definire la foliazione. Aumentando la quantità di biotite si avrà la roccia affiorante in 88, ove probabilmente è presente anche la mica bianca e gli occhi di feldspato sono meno frequenti. La roccia raccolta in 109 è composta prevalentemente da feldspato e quarzo, con quantità del tutto subordinate di biotite, così da apparire un vero e proprio leucogneiss. Diminuendo un poco la grana e variando le abbondanze relative dei costituenti si hanno rocce come quella affiorante nel punto 112 (senza biotite), a mica bianca e clorite, oppure in 116, 117 e 246 dove sono presenti entrambe le miche.

Aumentando la quantità di deformazione subito dalle rocce, si passa a descrivere i campioni raccolti negli affioramenti 178, 294 e 302. Si tratta di ortogneiss a due miche talora occhiadini (294) con porfiroclasti di feldspato potassico delle dimensioni di un paio di centimetri, avvolti dalla foliazione definita da mica bianca e biotite, più il quarzo a completare i costituenti visibili ad occhio nudo. Le dimensioni degli occhietti feldspatici sono minori nel campione 302 e minore è pure la differenziazione in letti diversi tra i fillosilicati e il quarzo. Il feldspato

potassico è invece completamente albitizzato nel campione 178, dove vi è un notevole layering oltre ad una lineazione perpendicolare all'immersione degli strati, definita dai domini lenticolari di albite e quarzo.

Il riconoscimento di porfiroclasti feldspatici a grana grossa, o relitti di essi, è stato utile per confinare il valore della deformazione subita dagli ortogneiss entro valori più bassi. A tale scopo è pure servito il riconoscimento di un maggiore o minore sviluppo del layering, e quindi della scistosità, dato dalla disposizione in letti differenziati dei minerali fillosilicatici da una parte, e dei minerali come il quarzo ed i feldspati dall'altra.

Queste considerazioni sarebbero corrette se si potesse essere sicuri della primaria omogeneità e isotropia dell'intero corpo granitico, ma siccome queste assunzioni non saranno usate per un'analisi della deformazione troppo approfondita, per il nostro scopo potranno essere ritenute sufficientemente valide.

Il gruppo di ortogneiss descritto qui di seguito (168, 201, 309, 360, 361 e 381) mostra come caratteristiche comuni una grana medio-grossa e l'assenza del feldspato alcalino; talora si può osservare una albitizzazione. La foliazione non è molto pervasiva, visto che i fillosilicati non hanno potuto organizzarsi in letti sufficientemente continui. Le fasi mineralogiche presenti sono: il quarzo, in lenti generalmente concordi con la foliazione e talvolta in sostituzione del feldspato alcalino ora completamente destabilizzato, l'albite, sia associata al quarzo sia secondaria in minuscoli

xenoblasti irregolarmente dispersi nella roccia (361), la mica chiara, talvolta con la biotite a definire la scistosità, inoltre possono essere visibili piccoli carbonati e solfuri.

Con una scistosità meglio sviluppata rispetto ai precedenti litotipi ed una grana più fine, sono i campioni relativi agli affioramenti 168, 174, 175, 184, 197, 198, 199, 201, 295, 296, 298 e 387; possono definirsi dei leucogneiss dato il loro colore chiaro. I costituenti mineralogici principali sono il quarzo, il feldspato alcalino, che nel campione 174 si vede in porfiroclasti dalle dimensioni di circa un centimetro, mica bianca e biotite.

Talvolta si possono osservare letti al massimo millimetrici dati dalla disposizione secondo la foliazione delle fasi fillosilicatiche, tali letti, come pure la scistosità, tendono ad essere planari. Tutti i precedenti affioramenti, ad eccezione del 184 che rappresenta un digitazione di ortogneiss all'interno dei paraderivati, e del 387, sono localizzati all'estremità nord dell'area esaminata e fanno parte, o della digitazione gneissica separata dal resto della falda dalla fascia di rocce mesozoiche, oppure del corpo gneissico immediatamente sottostante a questa.

Sono possibili anche dei layering composizionali, paralleli alla foliazione che permane sempre piuttosto regolare, di scala centimetrica, dovuti all'arricchimento, di certi orizzonti in minerali fillosilicatici (mica bianca e probabilmente clorite).

Proseguendo nella descrizione dei tipi di ortogneiss, arriviamo a considerare degli ortogneiss milonitici.

Il campione affiorante nel punto 367 è mineralogicamente analogo ai campioni relativi agli affioramenti numero 272 e 329, in più vi è solamente la possibilità di vedere il granato in porfiroblasti fino a 5-6 millimetri. Inoltre nell'affioramento 367 il quarzo è ben allungato secondo la foliazione ed i domini ad albite sono stati smembrati dalla deformazione; oltre al granato porfiroblastico si notano ancora la mica bianca e forse la clorite a definire la foliazione, qui non è ancora ben sviluppato un layering.

Di ortogneiss milonitici si tratta, anche nel caso dei campioni 13, 89, 101, 113, 117, 118, 120, 125, 170, 316, 343 e 379. Essi sono costituiti da quarzo, albite, feldspato alcalino, mica bianca, talvolta clorite e, tranne che nei campioni rappresentativi degli affioramenti 13 e 89, biotite. Le caratteristiche distintive principali che differenziano questi campioni dal resto degli ortogneiss, è una riduzione della grana, accennata in 13 e 113, ed una differenziazione responsabile dei sottilissimi letti (non molto sviluppati in 13, 113, 125, 170, e 379) a quarzo più feldspato, a solo quarzo, oppure ricchi in fillosilicati. Questi letti possono essere planari, oppure crenulati come nelle rocce affioranti nei punti 89, 101 e 316. I passaggi tra gli ortoderivati meno deformati e queste rocce milonitiche sono spesso repentini, sia alla scala dell'affioramento, e lo si può osservare nelle carte geologiche, che alla scala più piccola del campione a

mano.

Anche i leucogneiss affioranti nella porzione settentrinale dell'area possono dare luogo a litotipi intensamente deformati (157), così da poter essere chiamati anch'essi milonitici.

6.2.3 "Micascisti argentei", talora a cloritoide e cianite

La descrizione di questo litotipo sarà basata sulle osservazioni eseguite sugli affioramenti 106, 107, 117 e sulla zona che si estende a nord-est della Punta Fenilia.

Della complessa situazione strutturale di questa zona, si parlerà più avanti (sezione 6.5). La stesura di una carta degli affioramenti, relativa proprio a quest'ultima area, alla scala 1:1000, ha permesso una migliore comprensione di quelli che sono i rapporti tra "micascisti argentei", ortogneiss, graniti e paragneiss qui affioranti.

Il primo gruppo di "micascisti argentei" ha la caratteristica comune di non mostrare, alla scala mesoscopica, il cloritoide (Foto 17 e 19).

La mica bianca è, generalmente, la fase mineralogica più importante, con quantità variabili di quarzo e clorite, talvolta può intravedersi il granato in minutissimi individui (in 351 e 365), oppure l'albite in plaghe irregolari immerse nella matrice a prevalente mica bianca (309); la cianite è visibile nell'affioramento 362, in blasti che possono arrivare ai 5-6 millimetri, immersi senza una orientazione preferenziale nelle fasi fillosilicatiche (clorite e mica bianca) alle quali sono associate lenti di quarzo.

Sono rocce dove la foliazione è molto raramente planare, spesso crenulata (319, 349 e 356), il quarzo si dispone in lenticelle allungate lungo la foliazione, definita dalla mica bianca e, quando presente, dalla clorite.

I litotipi raggruppati in questo primo insieme mostrano comunque notevoli aspetti di diversificazione tra di loro; data la gradualità con la quale è possibile osservare i passaggi tra di essi e gli ortogneiss.

All'interno di questi "micascisti argentei" non è raro il rinvenimento di inclusi lentiformi, dalle dimensioni fino ai 20 centimetri, composti da sola clorite a grana fine (347). Si tratta di fels a clorite, generalmente disposti parallelamente alla foliazione.

L'eterogeneità dell'aspetto dei "micascisti argentei" continua ad essere presente anche quando si parla di "micascisti argentei" a cloritoide (Foto 18). Infatti i fattori che rendono eterogeneo anche questo secondo gruppo, sono nuovamente: la variazione delle quantità relative tra quarzo e fillosilicati (mica bianca e talvolta clorite), la foliazione più o meno marcata e la quantità variabile del cloritoide.

Così nei micascisti a cloritoide si avrà sempre della mica bianca, anche se in quantità variabili, il quarzo potrà essere la fase dominante (6, 106, 312 e 364) oppure mesoscopicamente assente. Il fabric oscillerà da veri e propri fels, a micascisti estremamente foliati e crenulati.

E' importante sottolineare che, anche quando la foliazione si presenti planare, il cloritoide non è orientato parallelamente ad essa ma è sempre disposto in maniera caotica all'interno della roccia. Le dimensioni del cloritoide possono variare: da minutissime, ovvero appena

distinguibili ad occhio nudo, sino ad arrivare al paio di centimetri nell'affioramento numero 344.

La comparsa di questa fase è molto irregolare, soprattutto a livello mesoscopico, tralasciando la sua comparsa per mezzo di vene (delle quali si parlerà più avanti), rimane molto difficile, anche su una carta geologica di estremo dettaglio come quella allegata, porre dei limiti alla sua presenza, si è ritenuto quindi più opportuno, segnalarla con delle simbologie sovrapposte al colore degli "micascisti argentei". Infatti già alla scala decimetrica il cloritoide varia le sue dimensioni e, in modo ancor più irregolare, la sua presenza.

6.2.4 Inclusi nei metagraniti e negli ortogneiss

Sono contenuti all'interno dei graniti, e negli ortogneiss. Le dimensioni massime di questi piccoli corpi, sono generalmente inferiori ai 50 centimetri, con forme lenticolari irregolari. Sono disposti in maniera caotica all'interno dei metagraniti, mentre si dispongono leggermente discordanti al piano di foliazione negli ortogneiss. Nella varietà più pervasivamente foliata degli ortogneiss essi appaiono paralleli alla foliazione (Foto 6), nelle altre varietà di ortogneiss si sono misurati angoli massimi di 15-20° tra la direzione di massimo allungamento dell'incluso e la direzione della foliazione.

Possono avere grana fine (291) o leggermente maggiore (314), il campione 314, mostra inoltre una composizione leggermente più femica rispetto al meta-granito incassante (Foto 2).

Infatti al suo interno vi è una maggiore abbondanza di biotite, una grana notevolmente più fine ed una foliazione accennata ed irregolare, se confrontato con il meta-granito. Per gli inclusi, alla scala mesoscopica, i contatti con il granito sono piuttosto netti. Se però questi contatti vengono osservati su superfici planari, si nota come il contatto tra i due litotipi sia reso irregolare e lobato dalla presenza dei grossi clasti (quarzo feldspato e biotite) del granito. Del campione rappresentativo dell'affioramento numero 291 non è possibile dire nulla di più sulla sua composizione, a parte la sicura presenza di biotite e quarzo. E' possibile invece osservare una presenza di cavità tondeggianti sedi di cristallizzazione di materiale granitico, oltre alle vene irregolari e sottilissime che contaminano l'incluso di materiale proveniente dal granito (probabilmente quarzo). Visto che questi inclusi, sotto forma di lenti lunghe fino a 50 centimetri, sono stati rinvenuti anche negli ortogneiss, è opportuno sottolineare come la loro orientazione, all'interno dei litotipi che li ospitano, sia sempre più vicina al piano di foliazione dell'ortogneiss all'aumentare della deformazione subita da parte di questi ultimi.

6.2.5 Meta-apliti

La giacitura di questo litotipo è caratterizzata da contatti piuttosto netti con il metagranito incassante (Foto 3). All'interno di questo, i corpi aplitici formano delle sacche irregolarmente disposte e preservate dalla deformazione che

comunque sono di dimensioni piuttosto contenute (fino a qualche metro).

E' un litotipo isotropo a grana medio-grossa, mediamente inferiore a quella del granito, fanerocristallino con fenocristalli di feldspato lunghi anche 5 centimetri (322).

I costituenti principali sono il feldspato alcalino, il plagioclasio, il quarzo, di colore rosa, la biotite che talora può formare degli aggregati lenticolari lunghi 2-3 centimetri, di sola biotite.

Si osservano all'interno di questa roccia grossi cristalli centimetrici di tormalina.

In tutta la zona dello spartiaque esaminata sono stati rinvenuti numerosi corpi aplitici, di dimensioni anche decametriche. Questi sono caratterizzati da un colore chiaro, segno della composizione nettamente acida, data dal quarzo in prevalenza, più quantità subordinate di feldspato e mica chiara. Rappresentano veri e propri filoni strato, concordi con la foliazione principale e localizzabili sia nei paraderivati come negli ortoderivati del Gran Paradiso. Si possono quindi localizzare nelle "neck zone" risultanti dal fenomeno di boudinage subito dai numerosi corpi di metabasiti presenti nell'area.

6.2.6 Vene a clorite e cloritoide

La vena di più grosse dimensioni raggiunge un'estensione massima di 4-5 metri (affioramento 348); ha forma irregolare e margini talora netti con il "micascisto argenteo" incassante, tuttavia mostra di essere interessata da una foliazione concorde con quella del micascisto nella quale si è impostata (Foto 28, 29, 30 e 31).

Questo litotipo è stato rinvenuto nell'affioramento 321, qui vene di dimensioni minori, e allungate parallelamente alla foliazione principale, si possano trovare all'interno dei "micascisti argentei". Il cloritoide, unica fase visibile insieme alla clorite, è di dimensioni ragguardevoli, (si arriva anche ai 2 centimetri) ma non è mai isoorientato. Questa vena, potrebbe aver contaminato la roccia incassante, seppur in modo irregolare, di cloritoide. Infatti questo può crescere in dimensioni più piccole nell'intorno della vena, anche all'interno del "micascisto argenteo" nel quale la vena si è impostata. All'interno della vena si notano alcuni domini arricchiti in cloritoide (Foto 31), che per la loro forma, paiono essere stati boudinati. In generale la foliazione è piuttosto caotica, sicuramente più irregolare rispetto al micascisto incassante, e distribuita in maniera eterogenea. In alcuni punti ove l'osservazione delle fasi riesce più facile, si scorgono piccolissime lamelle di mica bianca.

6.2.7 Vene a quarzo e cloritoide

Le dimensioni di questa vena, riconosciuta soltanto nell'affioramento numero 354, sono intorno al decimetro per quanto riguarda la potenza. La continuità è invece osservabile per qualche metro. La vena si dispone in maniera concorde con l'andamento della foliazione che interessa il "micascisto argenteo" nella quale è impostata. Si tratta di una vena ripiegata (vedi sezione 6.5 e le Foto 24, 25 e 26) a quarzo, disposto in letti ripiegati, con quantità variabili di cloritoide, in piccoli granuli (al massimo possono raggiungere il millimetro). Talvolta il cloritoide pare concentrarsi nelle ombre di pressione date dal piegamento dei letti a solo quarzo. Il "micascisto argenteo" incassante mostra di essere stato contaminato dalla vena, dal cloritoide che cresce nella roccia incassante fino a distanze di un paio di decimetri dalla vena.

Il cloritoide non compare invece nell'affioramento 276, dove una vena di quarzo viene ripiegata all'interno di uno gneiss a grana finissima ad albite quarzo e mica bianca. La vena si è comportata da materiale più competente durante la deformazione, dati i rapporti geometrici con lo gneiss, evidenti anche sul campione a mano.

Le vene a solo quarzo sono piuttosto comuni nei "micascisti argentei" (Foto 33), la loro posizione strutturale sarà descritta nella prossima sezione e, per quanto riguarda i corpi di dimensioni cartografabili, riportati nella carta geologica alla scala 1:1000 allegata.

6.3 Rocce carbonatiche mesozoiche (Copertura scollata del Gran Paradiso)

I litotipi appartenenti alla copertura mesozoica scollata del Gran Paradiso, affiorano esclusivamente in una fascia decametrica nella parte settentrionale dell'area studiata.

La potenza massima di questa fascia è dell'ordine dei 30-40 metri (Foto 34). In essa vi si possono trovare marmi, scisti carbonatici e carnirole.

6.3.1 Marmi

I marmi possono costituire dei blocchi esotici nelle carnirole, oppure essere disposti regolarmente, con la foliazione parallela all'andamento generale.

In ogni caso essi sono strutturalmente superiori agli scisti carbonatici descritti in precedenza, come pure lo sono le carnirole.

Si tratta di marmi bianchi con poca mica bianca, l'aspetto è saccaroide, è presente una foliazione planare, sottolineata anche da un leggero layering composizionale.

6.3.2 Fels a carbonato di calcio, anfibolo e quarzo

Questo litotipo si sovrappone alle carnirole, nell'affioramento sulla cresta che dalla Punta Viguesa scende verso Lillaz. In esso si possono vedere dei fenomeni di boudin (alla scala del decimetro), in cui sono coinvolte

rocce più ricche in anfibolo, quindi più scure, ma molto alterate dagli agenti esomorfogeni, come del resto accade per tutto il resto dell'affioramento.

Sono rocce a grana medio-grossa percorse da vene di quarzo irregolari e discontinue (dalle dimensioni centimetriche), si riconoscono i carbonati, che qui assumono una colorazione giallina, aciculi (con lunghezze fino al centimetro) di anfibolo (probabilmente un termine tremolitico) e quarzo; è possibile pure la presenza di albite, mentre si scorgono, grazie al loro riflesso metallico, dei solfuri.

6.3.3 Scisti carbonatici

Gli scisti carbonatici si ritrovano immersi caoticamente nelle carnirole (affioramento 177) in blocchi decimetrici insieme a blocchi analogamente disposti di marmi che nell'insieme formano una breccia tettonica.

Sono rocce con una scistosità planare, costituite principalmente da carbonati, con mica bianca e quarzo. Il colore delle rocce, sebbene non uniforme dato il layering composizionale, varia da tonalità grigie (152), a grigio-bluestre (177 e 199) la grana è fine ma talvolta è possibile individuare al loro interno dei minutissimi solfuri. Specialmente nel campione raccolto nell'affioramento numero 152 si scorgono porfiroblasti bruni, probabilmente di zoisite.

A contatto con gli ortogneiss sottostanti, questi scisti possono dare luogo ad una zona di shear (175), i cui effetti

sono l'aumento della foliazione, fino alla formazione di veri e propri micascisti e di boudins a gneiss anfibolici (175). Questi ultimi mostrano un colore grigio-bluaastro, sono leggermente foliati e vi si riconoscono come fasi l'albite, il quarzo, l'anfibolo (probabilmente un termine tremolitico) e la mica bianca, la grana della roccia è fine e sono presenti molti vacuoli vuoti di forma irregolare.

6.3.4 Carniole

La caratteristica principale di questo litotipo è quella di includere all'interno della sua massa facilmente erodibile, blocchi dalle dimensioni eterogenee (da decimetriche a metriche) di marmi e di scisti carbonatici.

E' un litotipo molto friabile, da incoerente a pseudocoerente, talora può presentare una superficie irregolarmente cementata. Il colore è tipicamente giallastro.

6.4 Geomorfologia e quaternario

6.4.1 Depositi e forme di modellamento glaciale

Gli unici depositi glaciali affioranti nell'area in esame sono i cordoni morenici localizzati nella Valle di Grandzetta, a sud ovest della Punta Fenilia. Qui, come è possibile osservare sulla carta geologica si sono riconosciuti cordoni morenici di due ordini, testimonianza di almeno due pulsazioni glaciali. Questi depositi sono ora costituiti da grossi blocchi, tra i quali prevalgono gli ortogneiss sui paraderivati.

Per quanto riguarda i depositi si può ancora ricordare la presenza di un grosso masso erratico (ortogneiss) di dimensioni decametriche e piuttosto angoloso, giacente sulla sponda sinistra del torrente Valeille 300 metri più a sud del ponte che attraversa il torrente Valeille, sopra depositi alluvionali recenti.

Non sono presenti ghiacciai, nell'area oggetto dello studio, tuttavia la loro attività ha abbandonato forme, che è ancora possibile riconoscere..

La testata della Valle di Grandzetta presenta tutte le caratteristiche di un circo glaciale; il ghiacciaio ora è estinto, rimane soltanto un nevaio di piccole dimensioni (visibile nella carta geologica).

La Valnontey, ma specialmente il vallone di Valeille, mostrano il tipico profilo a U, con valli sospese e spalle glaciali, queste ultime piuttosto sviluppate.

Come spalle glaciali sono stati considerati il versante sinistro del Vallone di Valeille e parte del versante destro della Valnontey. La forma tipica (parete in roccia all'incirca verticale) delle spalle glaciali, è sì osservabile, ma senza continuità, essendo dissecata sia dall'azione erosiva, messa in atto nel periodo del disgelo dai corsi d'acqua affluenti dei Torrenti Valeille e Valnontey, e sia dai frequenti fenomeni di crollo che elidono via via queste forme, potenzialmente instabili, andando ad alimentare gli accumuli di depositi ai piedi di queste pareti.

Le valli sospese sono state riconosciute grazie alla notevole differenza di quota tra il fondovalle di queste e della Valnontey oppure della Valle di Valeille, nelle varie località di confluenza. Si osservano così piccole vallate che si dipartono dallo spartiacque Valeille-Valnontey e scendono in senso est-ovest (è il caso della Valle della Valletta e della Valle di Grandzetta) per confluire nella Valle di Valnontey, oppure in senso opposto come accade per la valle che scende ad est della Punta Fenilia. Se i fenomeni di erosione non hanno ancora cancellato completamente le forme preesistenti, si possono avere dei ripiani glaciali anche piuttosto estesi (è il caso di parte dell'area oggetto del rilevamento alla scala 1:1000) con rocce montonate (sempre a quote superiori ai 2500 metri), oppure sede di depositi gravitativi. Gli eventuali depositi glaciali di fondo sono comunque ricoperti da uno strato di depositi eluvio-colluviali, quindi dalla cotica erbosa.

6.4.2 Coni detritici e/o di valanga

Sono forme contenenti depositi ad elementi angolosi e pezzatura variabile. Molto spesso la forma conica del deposito può essere ricoperta da depositi eluvio-colluviali, sulla quale possono disporsi ulteriori depositi, ancora di natura gravitativa.

Questi depositi sono stati riconosciuti alla base delle pareti rocciose del versante destro della Valle di Valnontey e sinistro del Vallone di Valeille, ma pure nella Croux di Mont-Tseuc (versante destro) e nella valle che dalla Punta Viguesa scende verso Lillaz in direzione nord-ovest (qui li troviamo sul versante destro). Generalmente gli elementi costituenti i depositi, rispecchiano il, o i litotipi, dai quali, per fenomeni di crollo, si sono generati.

Un fenomeno, particolarmente evidente nel versante sinistro del Vallone di Valeille, è la migrazione dell'asta del Torrente di Valeille, in seguito all'ostruzione dell'alveo, proprio da parte di questi depositi. (1)

6.4.3 Depositi detritici e/o di valanga

Sono stati distinti dai precedenti data la loro forma irregolare dell'accumulo, non danno luogo a forme coniche ma rispecchiano piuttosto l'andamento delle forme sulle quali si impostano.

Sono tuttavia, sempre formati da blocchi di roccia angolosi ed estremamente eterometrici; si possono trovare sui versanti delle valli, anche minori, in accumuli via via più potenti

verso il fondovalle, ma anche sui ripiani glaciali oppure sulle creste.

6.4.4 Depositi alluvionali terrazzati e recenti

Sono costituiti da ghiaie eterometriche composte da ciottoli di varie dimensioni (dal centimetro al metro) tra i quali il litotipo prevalente è senz'altro l'ortogneiss, immersi in una matrice sabbiosa più o meno abbondante.

La loro presenza è ristretta nelle adiacenze dei torrenti Valeille e Valnontey. Già si è detto delle cause di disturbo ai danni dei letti dei due corsi d'acqua, si può ancora constatare la presenza, all'interno dei margini del corso d'acqua di isolotti lentiformi ricoperti da depositi alluvionali.

Dove segnalati sulla carta geologica, si sono riconosciuti terrazzi (di presunta origine fluviale), da segnalare comunque l'intervento antropico sull'alveo del torrente di Valnontey nel tratto prospiciente l'abitato omonimo, che unito alla costruzione di manufatti potrebbe aver eliso alcune tracce di terrazzamento.

6.4.5 Depositi eluvio colluviali

Costituiti da terreni sabbioso-argillosi con presenza o meno di ciottoli a spigoli vivi derivati dalla alterazione fisico chimica della roccia in posto. La potenza di questi depositi è variabile ma comunque al di sotto dei 50-60 centimetri.

Lo spessore della copertura è comunque controllato dalla

morfologia: laddove le forme non sono aspre ed il declivio moderato si possono rinvenire gli spessori più consistenti.

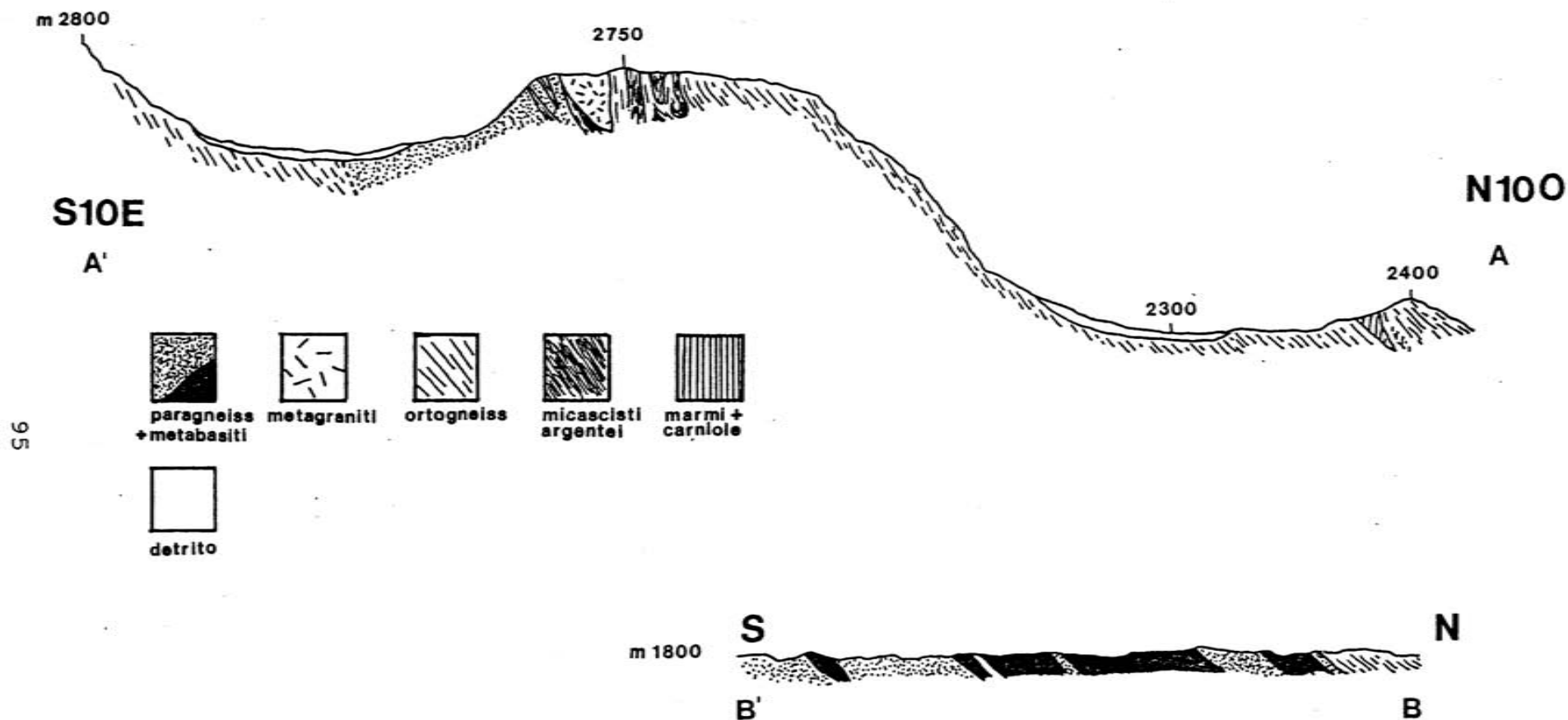


Figura 6.1: sezioni geologiche tratte dalla Carta geologica dello spartiacque Valeille-Valnontey.

6.5 Osservazioni strutturali

Nell'area che si estende verso est, dalla Punta Fenilia è stato eseguito un rilevamento geologico-strutturale di estremo dettaglio alla scala 1:1000. A tale area si riferisce questa sezione.

Questa analisi si è resa necessaria al fine di comprendere meglio la geometria dell'affioramento in questione, quindi i rapporti intercorrenti tra i "micascisti argentei", qui ben esposti, e le rocce ad essi associate.

In questo capitolo verranno prese in considerazione tutte quelle che sono le strutture a scala mesoscopica e macroscopica, per cercare di definire l'assetto strutturale, presentato mediante sezioni geologiche (esposti nella carta geologica allegata).

Le rocce poco deformate: i metagraniti

Come già visto nel capitolo precedente, in quest'area è presente un corpo granitico molto poco deformato che in pianta si presenta con forma allungata secondo la scistosità regionale. Il metagranito che lo costituisce vede preservata dalla deformazione la sua originaria struttura granitica (Foto 1), e al suo interno vi sono inclusi, generalmente lenticolari (Foto 2), privi di una qualche orientazione dimensionale.

Ai margini del corpo granitico si è visto un graduale aumento dell'orientazione preferenziale delle fasi che lo

costituiscono cominciando dalle fasi fillosilicatiche, fino ai porfiroclasti di feldspato alcalino.

Dalla lettura della carta geologica alla scala 1:1000, appare inoltre evidente come questo corpo granitico sia avvolto dai litotipi foliati, siano essi paragneiss, ortogneiss oppure "micascisti argentei".

Gli ortogneiss

Dai metagraniti si passa, gradualmente, agli ortogneiss in cui la pervasività della foliazione aumenta con la distanza dal corpo granitico (Foto 4, 5, 6, 7, 10 e 11). Questo passaggio può esplicarsi nel tratto di pochi metri, come si osserva nella carta allegata. Questo litotipo si trova comunque anche con gradi diversi di deformazione, lontano dal corpo granitico, è il caso per esempio dell'affioramento di ortogneiss poco deformati, situati all'estremità nord occidentale dell'area rilevata alla scala 1:1000.

Gli inclusi, già osservati all'interno dei metagraniti, negli ortogneiss sono schiacciati e allungati secondo la foliazione principale formando angoli, tra la direzione di massimo allungamento e la foliazione, non superiori ai 20° (Foto 6). Nell'area immediatamente a nord della Punta Viguesa (vedasi la carta alla scala 1:5000) gli ortogneiss mostrano una relativa omogeneità nella loro deformazione, quindi una foliazione planare e continua per alcune decine di metri. Nell'affioramento ad est della Punta Fenilia la foliazione degli ortogneiss, e in genere degli altri litotipi, è

tutt'altro che planare, almeno alla scala mesoscopica. Infatti questo litotipo, oltre a mostrare gradi diversi nella pervasività della foliazione, si mostra eterogeneamente deformato.

L'affioramento numero 315, poco distante, in direzione nord, dal corpo granitico poco deformato, testimonia come gli ortogneiss milonitici abbiano subito un'intensa deformazione (Foto 12), pur non trovandosi distanti da un corpo rimasto estraneo a tale deformazione. Gli ortogneiss sono stati però anche piegati in maniera più regolare, contribuendo così anch'essi a formare quella complessa struttura a pieghe che esamineremo in seguito.

La deformazione ha prodotto negli ortogneiss delle shear bands, ben visibili nell'affioramento 391 (Foto 11). Esse sono costituite da letti di fillosilicati, o quarzo disposti con angoli, rispetto alla foliazione principale, di 20° al massimo.

Associati agli ortogneiss, sono stati trovati dei filoni di meta-apliti con contatti primari, talvolta non tettonizzati, nei confronti dell'ortogneiss poco deformato incassante (Foto 3). Se graduale è risultato il passaggio tra i metagraniti e gli ortogneiss, altrettanto lo è stato tra gli ortogneiss, nei tipi più deformati, e i "micascisti argentei" (Foto 13, 14, 15 e 16).

Negli ortogneiss si sono quindi osservate delle pieghe di crenulazione con piano assiale disposto con direzione intorno ai 35° e immersione di 50-55°.

I "micascisti argentei"

Questo litotipo si vede spesso sfumare gradualmente verso un ortogneiss, mentre è sempre più netto e repentino il contatto con i paragneiss. Tutti questi litotipi sono associati, disponendosi in pieghe di dimensioni metriche i cui piani assiali hanno direzione est-ovest.

All'interno dei "micascisti argentei" la comparsa del cloritoide, quando riconoscibile ad occhio nudo, non pare legata ad alcun processo deformativo particolare, appare invece in modo discontinuo ed eterogeneamente distribuito nei "micascisti argentei". All'interno di questi micascisti si sono osservate anche delle pieghe di crenulazione (Foto 19). Il loro piano assiale risulta discordante con i piani assiali delle pieghe a scala decisamente maggiore. Queste ultime responsabili della formazione di quella struttura a fasce alternate che si può rilevare dalla semplice lettura della carta geologica e delle sezioni geologiche.

I paragneiss

I paragneiss si dispongono anch'essi, seppur più rari, nella struttura a pieghe con piani assiali in direzione est-ovest. All'interno di essi sono sempre presenti corpi eterometrici di metabasiti boudinate. L'unica differenza tra i paraderivati e gli altri litotipi, per quanto riguarda gli aspetti strutturali, sembra essere un differente comportamento reologico (meno competente nei paragneiss) alla

deformazione di tipo duttile (Foto 20).

Le pieghe: Gli eventi deformativi D1 e D2

Proiettando su un diagramma di Schmidt i poli delle superfici di foliazione rilevate nell'affioramento ad est della Punta Fenilia, si ottiene un discreto addensamento dei punti in una fascia disposta come nella proiezione stereografica riportata nella carta geologica allegata e nella Figura 6.2.

Questo testimonia come la struttura a grande scala oggi osservabile sia stata provocata da un evento deformativo plicativo. Il piano assiale delle pieghe osservate all'interno di questa struttura è spesso disposto con immersione verso nord e le evidenze di terreno mostrano che la deformazione che le ha provocate si è verificata in condizioni reologiche duttili (Foto 8 e 9).

Una probabile evoluzione (illustrata anche nella Figura 6.3) dell'evento plicativo D1, sarebbe coerente con l'evoluzione terminale di un evento dapprima soltanto scistogeno, quindi evolutosi in una fase plicativa.

La foliazione, ai margini di questa zona intensamente piegata, dei litotipi quivi presenti, concorda e si congiunge senza discontinuità, con l'andamento generale della foliazione presente all'esterno di questa zona.

Le evidenze microstrutturali fanno risalire questa foliazione all'evento scistogeno D2A.

Successivo a questo ultimo evento, si sarebbe poi verificato l'evento di crenulazione D2B.

Considerando le pieghe meglio esposte in quest'area si è potuto notare come esistano delle differenze tra di esse. Per cominciare dall'aspetto puramente morfologico bisogna considerare come le pieghe impostate negli ortogneiss e causate dall'evento D1, siano generalmente riferibili ad una delle due categorie definite da RAMSAY (1967) come 1C e 2 (simili).

Questo tipo di pieghe ha una ampiezza e una lunghezza d'onda da metrica a decametrica. Un'abbassamento locale della competenza degli strati coinvolti nel piegamento, può invece causare una situazione come quella riscontrabile nella Foto 12. Qui le ampiezze e le lunghezze d'onda sono considerevolmente inferiori al precedente tipo di pieghe, inoltre vi è una disarmonicità notevole tra le varie pieghe. Le pieghe verificatesi nei "micascisti argentei" hanno invece caratteristiche morfologiche diverse. Infatti si possono trovare, a distanza di qualche decimetro dal tipo di pieghe precedenti, "chevron folds" e addirittura qualche kink band. La composizione nettamente più fillosilicatica dei micascisti ha probabilmente provocato una diversa risposta allo stesso evento deformativo. Come già si è visto mesoscopicamente e meglio si vedrà nel capitolo dedicato alla petrografia questi micascisti sono costituiti, in prevalenza, da alternanze di letti fillosilicatici e quarzosi.

RAMSAY (1987) attribuirebbe la formazione di questo tipo di pieghe ad una notevole differenza di viscosità (maggiore per i fillosilicati), dei letti a diversa composizione, associata ad una differenza di spessore tra i vari letti da

moderata a bassa.

Questa potrebbe essere una spiegazione che consentirebbe di giustificare la formazione dei diversi tipi di pieghe nell'ambito di uno stesso evento deformativo.

I paragneiss si comportano molto più duttilmente, dando luogo a pieghe come quelle che si sono osservate nell'affioramento 390.

Anche queste pieghe sono riconducibili ai tipi 1C e 2 (simili). All'interno di queste fasce possono poi osservarsi delle pieghe parassite piuttosto serrate e con piano assiale parallelo o quasi al piano assiale della piega di ordine inferiore in cui queste sono ospitate.

L'evento deformativo D2B ha creato, sebbene non visibile con continuità in affioramento, una crenulazione più evidente negli ortogneiss e nei "micascisti argentei". L'ampiezza e la lunghezza d'onda di queste pieghe sono dell'ordine di qualche centimetro al massimo. I piani assiali di queste pieghe sono, chiaramente discordanti ai piani assiali delle pieghe riferibili all'evento D1, orientati con direzioni variabili tra 030 e 050°. L'immersione, nei rari casi ove è stato possibile misurarla risulta compresa tra i 40 e i 50°.

Le strutture lineari osservate in questa zona sono limitate alla disposizione di domini, costituiti principalmente dal quarzo, allungati parallelamente al piano assiale, e quando possibile determinarlo, all'asse delle pieghe in cui sono ospitati. Questi mostrano un'immersione verso ovest con angoli che raggiungono i 30° rispetto all'orizzontale.

Si sono osservate, ancora per quanto riguarda le strutture lineari, delle strie di scorrimento date da un minerale feldspatico all'interno dei "micascisti argentei". Sono praticamente orizzontali e la loro direzione è est-ovest.

Le vene

Vi sono, nell'area ad est della Punta Fenilia, diversi tipi di vene a diversa composizione mineralogica.

Tra di esse soltanto le vene di quarzo possono trovarsi all'interno dei paragneiss e negli ortogneiss (Foto 32 e 33). Tutti gli altri tipi (a clorite e cloritoide, a quarzo e cloritoide) sono stati localizzati soltanto all'interno dei "micascisti argentei".

Le vene di quarzo sono senz'altro le più comuni ed esprimono una eterodimensionalità notevole: dalle sacche irregolari di dimensioni superiori al metro, quindi cartografabili, alle piccolissime vene, sia parallele alla foliazione, sia ad essa discordi. Le vene di quarzo si prestano molto bene a determinare quale sia stata l'evoluzione deformativa, almeno parziale della roccia incassante.

Un tipo meno comune di vena è quello a quarzo e cloritoide, questo affiora in una località soltanto: all'interno dei "micascisti argentei" nell'affioramento numero 354. Come si vede anche nelle Foto 24, 25 e 26, si tratta di una vena con spessore decimetrico, parallela alla foliazione principale e caratterizzata da una serie di piccole pieghe di second'ordine, rispetto alla sinforme che nel complesso disegna. Questa vena, oltre a dare interessanti fenomeni di contaminazione ai danni della roccia incassante (micascisto argenteo), dimostra, con la sua disposizione di aver partecipato alla fase deformativa D1, almeno nella fase

terminale di questo episodio, quando si venne a creare complessa struttura a pieghe oggi rilevabile in quest'area. Un'altro tipo di vena è quella a clorite e cloritoi affiorante entro i "micascisti argentei" nel punto numero 3 e rappresentata nelle Foto 28, 29, 30 e 31.

Questa vena si presenta come una sacca di forma piuttosto irregolare, foliata, ma non completamente parallelizzata alla foliazione, estremamente pervasiva all'interno del micascis argenteo incassante.

Infine si segnala la presenza di meta-apliti sia in sacco molto poco deformate all'interno degli ortogneiss (Foto sia a composizione più acida e in corpi talora di dimensioni cartografabili, quasi sempre parallelizzati alla foliazione principale.

La deformazione fragile

Posteriormente ai due eventi deformativi di tipo duttile, è verificato un ultimo evento deformativo di tipo fragile (D3).

I suoi prodotti, essenzialmente di piccole dimensioni e da da vene di riempimento a clorite e talvolta a quarz tagliano le strutture precedentemente formatesi.

L'orientazione del piano sul quale si osserva preferenzialmente questi fenomeni si avvicina molto a quel definito dalla foliazione data dalla crenulazione (D2).

Una faglia con un angolo di 30° rispetto al nord è stata osservata nei pressi dell'affioramento 324. Data l'omogeneità dei micascisti nei quali è impostata e l'affioramen

pressochè orizzontale, non è possibile fornire indicazioni maggiori a riguardo della sua orientazione. La sua estensione si limita tuttavia a pochi metri come si osserva nella carta geologica.

A questo punto, sia osservando la carta geologica alla scala 1:1000, sia osservando le sezioni geologiche estrapolate dalla carta degli affioramenti, emerge come la zona oggetto di questa indagine sia costituita da una struttura a pieghe, avvolgente un corpo granitico poco deformato ed inserita in una zona fortemente e differentemente deformata rispetto alle zone circostanti.

Riferendosi poi alle considerazioni di RAMSAY & GRAHAM (1970), secondo le quali ad un'aumento della pervasività della foliazione corrisponde un'aumento del valore della deformazione finita, si può osservare come la deformazione, in questa zona, possa essere definita eterogenea.

La deformazione, almeno nei primi due eventi (D1 e ciò che è riconoscibile in quest'area dell'evento D2), è stata accompagnata da una risposta, da parte dei litotipi in essa coinvolti, di tipo duttile.

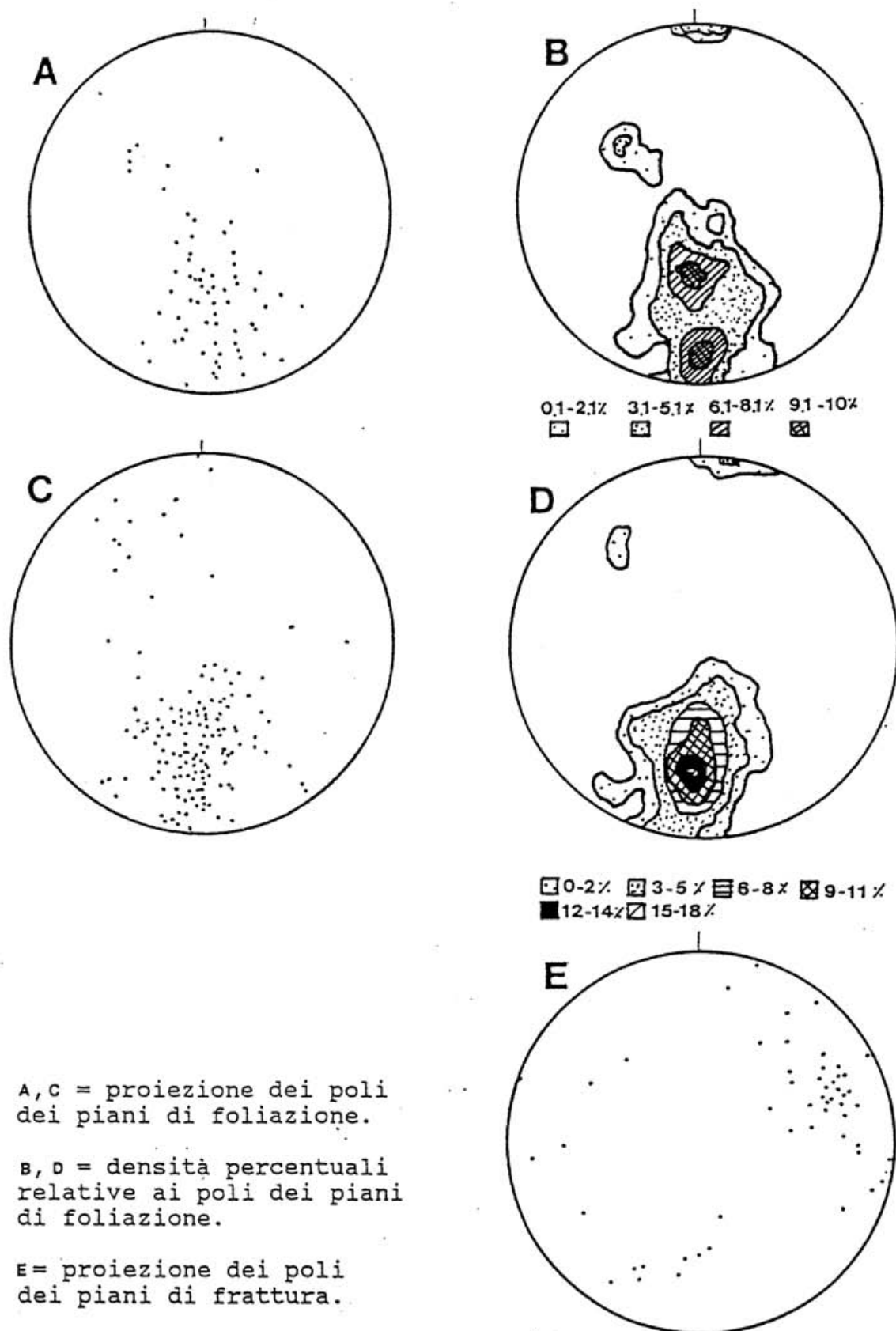
A questo punto appare dunque ragionevole definire questa zona di deformazione una zona di shear di tipo duttile (ductile shear zone). Infatti RAMSAY (1987) definisce la zona di shear come "una zona ad alta deformazione, caratterizzata da un rapporto lunghezza/spessore di almeno 5:1, ed entro la quale la deformazione sia continua e caratterizzata da un tipo di

deformazione duttile (si veda a questo proposito la Figura 5.1). Sempre lo stesso autore distingue in un'altro lavoro (RAMSAY, 1979) sei tipi di zone di taglio (Figura 5.2).

I dati ottenuti dal lavoro di terreno non sono sufficienti per capire a quale delle sei possa avvicinarsi la situazione esaminata in questo lavoro.

Tuttavia, osservando la deformazione esistente ai margini della zona di taglio, (entrambe le fasce che la limitano sono piuttosto deformate, come si osserva nelle sezioni geologiche delle carte geologiche allegate, quindi questa zona di taglio dovrebbe appartenere ad uno dei tre termini contraddistinti con i numeri 4, 5 e 6.

Concludendo si potrà dire che si tratta di una zona di taglio di tipo duttile, data dalla coalescenza di deformazione omogenea ed eterogenea.



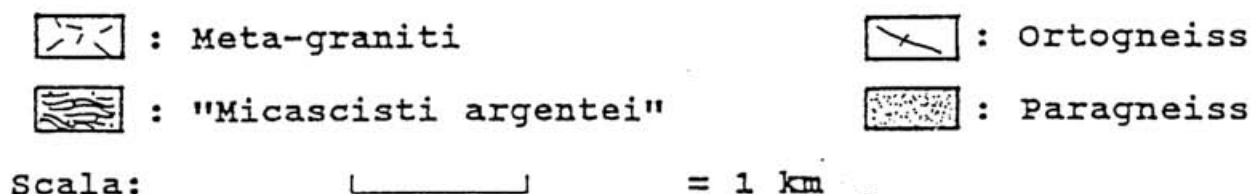
A, c = proiezione dei poli dei piani di foliazione.

B, D = densità percentuali relative ai poli dei piani di foliazione.

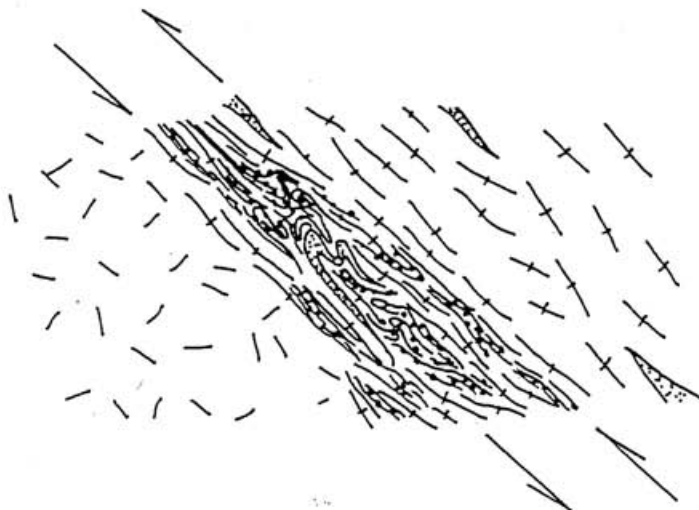
E = proiezione dei poli dei piani di frattura.

Figura 6.2: Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) raffiguranti i dati strutturali relativi all'area oggetto del rilevamento alla scala 1:1000 (A, B) ed allo spartiacque Valeille-Valnontey (C, D, E)

Figura 6.3: evoluzione tettonica dell'area esaminata. Tre probabili momenti evolutivi della zona di shear i cui risultati ora affiorano tra la Punta Fenilia la Punta Vigeusa e il fondovalle della Valeille.



A: Gli sforzi compressivi si scaricano lungo zone discrete, date molto probabilmente da discontinuità preesistenti (livelli a comportamento reologico differente ?, zone di shear più antiche ?), preservando così la porzione ad esse adiacente (gli attuali meta-graniti) dagli effetti della deformazione in atto.



B: la deformazione continua, forse addirittura intensificandosi. E' a questo punto che deve essersi verificato con più vigore un metamorfismo di tipo fortemente allochimico, dovuto all'arrivo di considerevoli quantità di fluidi. In che misura questa venuta di fluidi sia la causa oppure l'effetto dell'intensificarsi della deformazione non è dato saperlo. In ogni caso il loro arrivo permette l'alterazione nella composizione di alcuni livelli strutturali (i "micascisti argentei"). Contemporaneamente si vengono a creare situazioni di estrema eterogeneità nella deformazione. Il risultato è che associati ai litotipi più intensamente deformati ("micascisti argentei, ortogneiss e paragneiss"), si possono trovare corpi debolmente deformati come i meta-graniti, preservati da questa zona di intenso shear.



NORD

C: l'erosione consentirà la venuta a giorno di questa zona di shear dopo qualche milione di anni.

7 OSSERVAZIONI PETROGRAFICHE

In questo capitolo verranno descritte in dettaglio tutte le sezioni sottili, riguardanti l'area esaminata. Per la determinazione delle fasi mineralogiche si è usato come testo di riferimento il TROGER (1971).

Le suddivisioni dei litotipi eseguite alla scala mesoscopica sono la base da cui si è partiti, per giungere ad una distinzione più particolareggiata. Quest'ultima resa possibile dall'analisi microscopica di 115 sezioni sottili.

7.1 Falda del Gran Paradiso: Gneiss Minuti

7.1.1a Gneiss fini: (GP 1267, GP 1281,
GP 1328, GP 1344, GP 1361,
GP 1363, GP 1364, GP 1366,
GP 1368, GP 1370)

Le rocce raggruppate in questo insieme hanno in comune la grana fine ed una composizione mineralogica che può variare a causa dell'oscillazione nell'abbondanza di una o più fasi minerali. L'eterogeneità composizionale di queste rocce riscontrata al microscopio conferma quanto già osservato alla scala mesoscopica.

La foliazione è talora piuttosto pervasiva, prevalentemente data dall'isorientazione delle fasi fillosilicatiche, a volte però può essere anche assente (GP 1344). All'anisotropia, per lo più planare, contribuiscono, anche arricchimenti relativi di alcune fasi (spesso i fillosilicati, l'albite e il quarzo), che tendono a formare delle eterogeneità composizionali, già alla scala della sezione sottile.

Mineralogicamente queste rocce sono costituite da: albite, quarzo e fillosilicati in miscele variabili fra i tre termini biotite, mica chiara e clorite, granato (ad eccezione di GP 1328), si può inoltre avere clinozoisite e/o zoisite (GP 1267, GP 1368, GP 1361, GP 1370, GP 1366, GP 1344), anfibolo (GP 1328, GP 1344, GP 1370), titanite, opachi (in GP 1328 è abbondante la grafite), rutilo (GP 1364, GP 1370) e tormalina (GP 1281). Sempre presente l'apatite, carbonati interstiziali in GP 1281.

L'albite (2V medio-alto, segno ottico positivo, rilievo inferiore al quarzo) è presente, anche nella stessa roccia, sia come fase interstiziale, che in peciloblasti talora fenoblastici (al massimo le dimensioni raggiungono il millimetro). Può essere arricchita, relativamente alle altre fasi, in alcuni domini, solitamente contiene le altre fasi costituenti la roccia. A volte assume una isorientazione dimensionale parallela alla foliazione.

Il quarzo lo si può trovare come incluso in albite e granato, in vene, nelle quali può assumere una buona isorientazione cristallografica, in letti paralleli alla foliazione, e ancora come fase interstiziale. Solitamente con estinzione ondulata ed eteroblastico.

Tra le fasi fillosilicatiche, può essere più abbondante la biotite (GP 1267, GP 1361, GP 1344, GP 1370), la mica chiara (GP 1281, GP 1366, GP 1368, GP 1328, GP 1364) oppure la clorite (GP 1361). Le dimensioni dei lepidoblasti sono sempre minute, e se si eccettua la roccia GP 1361, raramente e solo

localmente, si ha una buona isorientazione dei lepidoblasti, più spesso ruotati rispetto alla foliazione. Soprattutto la biotite, tende ad accumularsi in domini diablastici. La clorite, altrimenti di magnesio (segno di allungamento negativo), tende a sostituire la biotite epitassialmente con termini magnesio-ferriferi o ferriferi (allungamento negativo e abbastanza colorata, oppure allungamento positivo e pleocroismo più evidente) come accade in GP 1344 e GP 1368. La clorite è poi presente anche in lepidoblasti apparentemente non derivanti dalla destabilizzazione di qualche fase preesistente.

Il granato può essere porfiroblastico e xenomorfo (GP 1344) con dimensioni prossime al millimetro, altrimenti tende ad essere omeoblastico e omogeneamente distribuito nelle rocce in piccoli granoblasti arrotondati.

La clinozoisite (alto rilievo colori di birifrangenza sul giallo del I ordine e estinzione obliqua), è generalmente xenoblastica, oppure scheletrica di piccole dimensioni, anche quando eteroblastica non mostra una isorientazione dimensionale.

Si è riconosciuto il termine zoisitico β in GP 1267, caratterizzato da: birifrangenza sul grigio del I ordine, estinzione retta e piano degli assi ottici perpendicolare all'allungamento.

L'anfibolo: le determinazioni ottiche effettuate sul termine trovato in GP 1370 forniscono un angolo c/γ di 20° , colori di birifrangenza sul rosso-azzurro del II ordine ed uno schema del pleocroismo con α =da incolore a giallo-verde, β =da

giallo-verde a verde-oliva, γ =da grigio a grigio bluastro. Probabilmente si tratta di una barroisite, visto che la tschermakite non contempla fra i suoi colori di pleocroismo in γ le tonalità bluastre. L'abito è ipidioblastico prismatico colonnare, tende a formare glomeroblasti talvolta allungati parallelamente alla foliazione. In GP 1328 l'anfibolo ha un angolo c/γ di $25-26^\circ$, colori di birifrangenza sul rosso del I ordine e pleocroismo assente. Probabilmente si tratta di un termine compreso tra la tremolite sodica e la richterite, lo si trova in piccoli xenoblasti anche perpendicolari alla foliazione della roccia. Si è determinato essere una barroisite (angolo c/γ di $18-23^\circ$, 2V medio-alto, segno ottico negativo, colori di birifrangenza sul verde del II ordine e schema di pleocroismo con. α =giallo, β =verde oliva, γ =verde bluastro), l'anfibolo presente nella sezione GP 1344, xenoblastico, piuttosto abbondante e pecilitico con inclusi di albite, biotite, granato e titanite.

Gli opachi sono abbondanti in GP 1328, dove la grafite si dispone in letti concordanti con la foliazione, oppure inclusi nell'albite, il quarzo e la mica chiara, a definire una Si spesso discorde con quella esterna. Nelle altre sezioni gli opachi possono essere sia il prodotto dello smistamento dato dalla titanite (assente soltanto in GP 1328 e GP 1364), e sia in xenoblasti ameboidi, talvolta con orli di alterazione, oppure completamente rossastri se osservati con la lente convergente. Gli opachi sono infine presenti

come finissime dispersioni microgranulari. Il termine schörlitico della tormalina è stato riconosciuto (grazie ai suoi colori di assorbimento giallo-bruni) in xenoblasti pecilitici nella sezione GP 1281.

7.1.1b Gneiss fini eterogeneamente albitizzati:

(GP 1347, GP 1352)

Già si era evidenziato, tramite le osservazioni a scala mesoscopica, quanto potesse essere variabile ed eterogeneo il fenomeno della blastesi dell'albite. Queste due sezioni sono rappresentative proprio di questa situazione. Infatti presentano dei porfiroblasti di albite (al massimo 2 millimetri di diametro) eterogeneamente distribuiti nelle sezioni e non si discostano molto, per quanto riguarda la mineralogia, dagli gneiss a grana fine appena descritti, .

La blastesi dell'albite aumenta la sua abbondanza seguendo certe direzioni, a testimonianza di un gradiente, visibile anche alla scala microscopica, di nucleazione e accrescimento dei porfiroblasti. Per il resto sono rocce anisotrope, con foliazione all'incirca planare, data dall'isorientazione, sebbene parziale, e dall'accumulo in letti (GP 1352), delle fasi fillosilicatiche (biotite, molto più abbondante della mica chiara in GP 1352, mica chiara e, solo in GP 1352, clorite). Si ha poi granato, di piccole dimensioni e omogeneamente distribuito. Il quarzo è incluso nell'albite oppure in blasti eteroblastici, ma quasi sempre interstiziale e, quando di dimensioni maggiori con estinzione ondulata.

L'anfibolo in GP 1352 ha un angolo c/γ di 21° , si osserva solo in piccole sezioni prismatiche, sulle quali è possibile vedere un pleocroismo variabile tra il verde-giallo (direzione con assorbimento minore), verde smeraldo-verde bluastro. La birifrangenza massima arriva al verde del II ordine; si tratta di un anfibolo sodico-calcico, probabilmente una barroisite, oppure una tremolite sodica-richterite. Lo si trova sia come incluso nell'albite, sia allineato con la biotite, oppure nelle ombre di pressione dei porfiroblasti di albite, associato al quarzo.

In GP 1347, l'anfibolo ha abito prismatico colonnare, colore di birifrangenza fino al blu del II ordine, un'angolo c/γ di $15-17^\circ$, e uno schema di pleocroismo con α =verde giallognolo, β =verde oliva e γ =verde azzurro. Anche questo è probabilmente un termine barroisitico, privo di una qualche orientazione preferenziale.

Nella roccia GP 1347, vi sono lepidoblasti di mica chiara decussati, nelle cui ombre di pressione, si ha la blastesi di biotite, in lepidoblasti minuti, che cresce pure epitattica sulla mica chiara. Si è potuta riconoscere la zoisite (alto rilievo, birifrangenza mai superiore al grigio del I ordine e con estinzione retta) xenoblastica ed eventualmente zonata in GP 1347. In GP 1352 sono presenti anche la clinozoisite e l'epidoto, sempre xenoblastici e con colori di birifrangenza via via più elevati rispetto alla zoisite. Anche questi sono ruotati rispetto alla foliazione. Come fasi accessorie vi sono titanite, opachi, rutilo e apatite.

7.1.2 Micascisti gneissici: (GP 1253,
 GP 1276, GP 1300, GP 1301,
 GP 1321, GP 1322, GP 1323,
 GP 1324, GP 1331, GP 1333,
 GP 1356)

Sono rocce a struttura granolepidoblastica, con foliazione planare o piano ondulata, definita da letti di fillosilicati, ove prevale la mica chiara, alternati a letti di quarzo, solo o variamente miscelato con albite, talora porfiroblastica.

La quantità delle fasi sialiche può decrescere (GP 1356, GP 1323), anche bruscamente e nel breve spazio di una sezione sottile (GP 1253), facendo sì che quel dominio, o addirittura tutta la roccia, risultino composti quasi completamente da lepidoblasti micacei. Nel complesso questi micascisti, oltre ad essere costituiti dalla mica chiara, dal quarzo e dall'albite, contengono nella loro mineralogia pure il granato (porfiroblastico in GP 1331, GP 1321, GP 1301; di piccole dimensioni in GP 1276, GP 1253), la clorite, la biotite (assente in GP 1301), gli opachi, la clinozoisite (assente da GP 1323, GP 1253), il rutilo (GP 1301, GP 1253, GP 1323, GP 1276, GP 1324, GP 1321) e la titanite (GP 1331, GP 1356). Si ha ancora tormalina abbondante in GP 1253, più rara in GP 1321; sempre presente l'apatite, si è riconosciuto lo zirconio (ad eccezione delle rocce GP 1301, GP 1322, GP 1253).

La mica chiara definisce la foliazione, da planare a piano ondulata, con la sua isorientazione. Si riconoscono relitti di pieghe intrafoliari con asse parallelo alla foliazione in GP 1253. Si dispone in letti anche piuttosto spessi,

l'estinzione è spesso ondulata e non sono rari i lepidoblasti con fenomeni di kink al loro interno, specialmente quelli di maggiori dimensioni (prossimi al centimetro in GP 1356). Questi possono essere ruotati rispetto alla foliazione.

L'albite (rilievo inferiore del quarzo, segno ottico positivo) è tendenzialmente porfiroblastica, di forma arrotondata, con frequenti inclusi di quarzo e mica chiara (più raramente di clorite, opachi, rutilo, biotite e granato, che talora definiscono una Si obliqua rispetto alla Se). Comunque eteroblastica, talora geminata polisinteticamente secondo la legge albite; in GP 1253 i lepidoblasti che essa include formano delle pieghe.

Talvolta si possono osservare letti granoblastici, da lentiformi a nastriformi di quarzo e clorite a dimensioni minute, disposti parallelamente alla foliazione (GP 1324, GP 1321, GP 1322). Più frequentemente il quarzo si dispone in granoblasti eteroblastici, con estinzione ondulata oppure in letti alternati a quelli fillosilicatici, da solo o associato all'albite.

La clorite è un termine magnesifero in GP 1321 e GP 1356 per il pleocroismo pressochè assente e l'allungamento negativo; magnesio ferriero in GP 1324 e GP 1276 per i colori di assorbimento più forti. Nelle restanti sezioni la clorite ha allungamento positivo e quindi è ferriera. Deriva quasi sempre dalla destabilizzazione della mica chiara, sulla quale cresce epitassialmente, e dalla biotite che tende a sostituire.

La biotite si trova in lepidoblasti ruotati rispetto alla foliazione e con dimensioni minori rispetto alla mica chiara. I suoi colori di assorbimento sono variabili tra il verde e il verde-bruno e spesso forma aggregati diablastici.

Il granato può essere porfiroblastico e fratturato (in GP 1331 raggiunge i 6 millimetri di diametro), avvolto dalla foliazione. Include quarzo e opachi in prevalenza, mentre ai suoi margini, che possono essere arrotondati, spesso si hanno degli orli coronitici costituiti da piccoli lepidoblasti di biotite e clorite. Il granato può essere soltanto più un relitto, o addirittura assente e sostituito dalla clorite ferrifera (GP 1301), oppure da un aggregato pseudomorfico composto da biotite, clorite, mica chiara e opachi (GP 1276, GP 1321, GP 1336, GP 1331).

Gli opachi sono xenoblastici, hanno talvolta orli rossastri, possono addensarsi nei domini ricchi di fillosilicati, contenere titanite relitta, ma anche esservi inclusi come smistamento.

La clinozoisite ha sempre piccole dimensioni ed è sempre xenoblastica, ha colori di birifrangenza sul giallo del I ordine e alto rilievo. In GP 1324 si è riconosciuta una clinozoisite idioblastica ma con caratteristiche ottiche proprie dell'allanite (colore bruno al solo polarizzatore), orli pleocroici quando inclusa nella clorite e colori di birifrangenza prossimi al blu del II ordine.

La tormalina è piuttosto abbondante e idioblastica solo in GP 1253. Essa ha colori di assorbimento bruno giallastri al nucleo, tendenti al bruno olivastre alla periferia. Questo

permette di considerarla un termine schorlitico, con birifrangenza non superiore al rosso del I ordine. Anche in GP 1321 si ha una tormalina schörilitica, qui però si ha un nucleo bluastro e la periferia verde bruna, il segno ottico è uniassico negativo.

La roccia rappresentata dalla sezione GP 1333 si differenzia dalle rocce appena descritte per l'abbondanza di biotite (verde-verde bruna) e di clorite magnesio ferrifera, che sulla biotite cresce epitattica. Molto spesso queste fasi sono decussate, togliendo così al fabric, la pervasività della foliazione, caratteristica invece del gruppo precedentemente descritto. Rara l'albite, perlopiù interstiziale e peciloblastica, come interstiziale è il quarzo. Piuttosto abbondante il granato eteroblastico, la clinozoisite e la titanite, che spesso contiene opachi e a volte granuli di rutilo.

In quantità accessorie sono la mica chiara, l'apatite e lo zirconio.

7.1.3 Gneiss fine a bande con biotite, epidoto e anfibolo: (GP 1351)

Si tratta di una roccia a grana fine estremamente eterogenea. Alla scala della sezione sottile si possono riconoscere, disposti parallelamente tra loro, letti costituiti da: quarzo, epidoto e anfibolo; da quarzo, epidoto, mica chiara e biotite; epidoto, albite, anfibolo, biotite e granato; quarzo

in sottilissimi letti. Si riconosce inoltre una vena di epidoto, anch'essa disposta parallela agli altri letti.

Questo gneiss è caratterizzato da una parziale isorientazione delle fasi inequidimensionali quali l'anfibolo e i fillosilicati.

La vena di epidoto è in prevalenza costituita da questo minerale, in più si trovano in questo dominio biotite, opachi, clorite (ferrifera), quarzo, sia interstiziale sia in piccoli letti dove si dispone in blasti ameboidi, titanite anfibolo verde-azzurro, albite e granato.

La vena è separata dal resto della roccia, da una vena di quarzo, quarzo che può ricomparire all'interno della roccia per formare delle vene più piccole, oppure sacche irregolari dove può trovarsi anche l'albite. L'epidoto, (colori di birifrangenza prossimi all'azzurro del III ordine tipicamente arlecchinati, rilievo intorno ai valori di 1.7 e 1.8) è fortemente addensato e può includere piccoli opachi allineati parallelamente al layering composizionale della roccia. Vi è una leggera orientazione dimensionale preferenziale da parte dell'epidoto. A causa della più bassa birifrangenza si suppone anche la presenza della clinozoisite. La clorite, presente anche in sacche irregolari è un termine ferrifero, con colore verde piuttosto intenso e allungamento positivo, cresce epitattica sulla biotite, e può formare delle corone sul granato che supera, anche se di poco le dimensioni medie dell'epidoto. Gli opachi possono trovarsi all'interno di entrambe le fasi fillosilicatiche, ovvero clorite e biotite.

L'anfibolo (2V medio, segno ottico negativo, c/γ di 18° , pleocroismo con α =giallo verde, β =verde oliva e γ =verde blu e birifrangenza fino al giallo del I ordine), è più frequente nei pressi dei letti di quarzo, spesso orientato parallelamente al layering composizionale.

Passando dalla vena ad epidoto e oltrepassando il letto di quarzo che risulta potente al massimo un millimetro e che la divide dal resto della roccia, si incontra un sottile livello a differente mineralogia. Infatti diminuisce bruscamente la presenza degli epidoti e si hanno maggiori quantità di anfibolo, albite, granato, biotite, poca mica chiara e qualche opaco.

L'albite è interstiziale, il granato in piccoli individui ipidiomorfi sono preferenzialmente immersi nell'albite, si nota una leggera isorientazione degli epidoti, talora in prismi idiomorfi. Decussata è invece la biotite, come pure l'anfibolo. Nell'albite si possono rinvenire piccoli lepidoblasti di mica chiara. In questo dominio pare essere piuttosto importante, dal punto di vista quantitativo, la presenza di zoisite e clinozoisite. Il quarzo è spesso incluso nell'albite, mentre gli opachi lo sono nella biotite e negli epidoti, o comunque disposti nei pressi di queste due fasi. Allontanando ancora l'osservazione dalla vena di epidoto, si può notare un'arricchimento in quarzo (omeoblastico poligonale e di dimensioni molto piccole), ma soprattutto, appaiono lamelle di mica chiara piuttosto grosse (5-6 millimetri), rispetto alla grana della roccia. Queste sono più o meno disposte lungo il piano di foliazione e

mostrano un orlo di destabilizzazione quando a contatto con l'albite. Sempre presenti prismi o xenoblasti di clinozoisite, in parte isorientati rispetto alla foliazione. Separata da un'altra vena di quarzo si ha un'ennesima porzione di roccia, questa volta lepidogranomatoblastica, piuttosto omogenea. La foliazione in questo livello viene assicurata dall'orientazione preferenziale di epidoto, biotite e clorite. Le fasi mineralogiche in ordine di abbondanza sono: albite, clorite, biotite, epidoto, anfibolo, quarzo, granato, opachi, titanite e apatite.

L'albite è interstiziale e peciloblastica, include infatti tutte le altre fasi presenti in questo dominio.

La clorite è piuttosto pleocroica e l'allungamento non ha un segno omogeneamente definito. Almeno in parte deriva dalla destabilizzazione della biotite, si trova in letti paralleli alla foliazione (entro i quali però può pure essere decussata) oppure in lepidoblasti decussati. Anche la biotite appare il più delle volte decussata rispetto alla superficie di anisotropia. Gli epidoti, da ipidiomorfi a xenoblastici, crescono sulla biotite e sulla clorite.

Gli opachi sono spesso di forma lamellare irregolare e formano frequentemente delle associazioni con biotite, clorite e con la titanite. Il granato viene corazzato dalle possibili destabilizzazioni in clorite e biotite, quando contenuto all'interno dell'albite. L'anfibolo verde-azzurro (qui ha colori di birifrangenza più alti rispetto a quello precedentemente determinato: verde del II ordine, è

sicuramente zonato, e ha un c/γ di 27°), è perlopiù xenomorfo e talora concresciuto con la biotite.

7.1.4 Quarzomicascisti: (GP 1320, GP 1325)

Sono rocce costituite in prevalenza da quarzo e mica chiara, in GP 1320 si ha granato porfiroblastico. In entrambe le rocce la foliazione piano-ondulata è data dall'isorientazione più (GP 1320) o meno (GP 1325) spinta dei lepidoblasti di mica chiara, immersi in una pasta eterogranulare di quarzo. Oltre a quarzo, mica chiara e granato si ha pure biotite, clorite, titanite, opachi, apatite e zircone.

Il quarzo in GP 1325 forma un aggregato eteroblastico di cristalli, generalmente ameboidi e privi di orientazione dimensionale. In GP 1320 invece si dispone in domini da lenticolari a nastriformi alternati ai letti di mica chiara. Anche in questo caso è eterogranulare, con forme cristalline che vanno dall'ameboide all'interdigitato. Nei domini di quarzo possono essere immerse, con o senza un'orientazione preferenziale, le fasi fillosilicatiche. Nella roccia GP 1325 la mica chiara raggiunge al massimo dimensioni dell'ordine del decimo di millimetro, si disperde omogeneamente nella sezione e risulta solo parzialmente isorientata, in rari casi i lepidoblasti si dispongono per definire sottili letti che creano, anche se per brevi tratti, la debole anisotropia caratteristica della roccia. Più abbondante e di maggiori dimensioni è la mica chiara in GP 1320, organizzata in letti paralleli alla foliazione che essi stessi definiscono. Tale

foliazione è il risultato del primo dei due eventi deformativi riconoscibili in questa roccia. Si vedono quindi lepidoblasti che formano pieghe poligonali, il cui asse è grosso modo perpendicolare al piano della foliazione. Questi lepidoblasti piegati dal secondo evento deformativo conservano pure una estinzione ondulata.

Il granato è peciloblastico, include infatti quarzo, opachi e titanite, solitamente è fratturato, talvolta scheletrico. In GP 1320 è porfiroblastico e raggiunge i 3 millimetri di diametro, proprio in questa sezione mostra maggiormente il suo deterioramento a favore della biotite e della clorite, le quali, formando un feltro microcristallino, spesso lo sostituiscono completamente, lasciando del granato soltanto più la forma relitta.

La biotite cresce quindi in piccoli lepidoblasti (con colori bruni in GP 1325) epitattica sulla mica chiara, ma anche al suo interno, durante il recupero cristallino conseguente al secondo evento plicativo che frattura la mica chiara.

La clorite (termine ferrifero dato il suo segno di allungamento positivo) è un prodotto di destabilizzazione del granato e, a volte, della biotite.

La titanite smista spesso una fase opaca, questa poi si trova anche in forme ameboidi al cui interno possono ancora esservi i relitti scheletrici della titanite stessa (GP 1325). In GP 1320 gli opachi hanno un aspetto rossastro se osservati in luce convergente, raramente in prismi lamellari, più spesso xenomorfi.

7.1.5 Metabasiti: (GP 1334, GP 1353,
GP 1354, GP 1355,
GP 1367, GP 1369)

Sono rocce foliate a grana fine, dove i componenti mineralogici si dispongono in modo omogeneo nella sezione. Tuttavia sono presenti disomogeneità in GP 1335 a causa di un layering ripiegato. Nella sezione GP 1369 sono grossi domini pseudomorfici (al cui interno si trovano relitti di onfacite) a turbare l'omogeneità, mentre in GP 1353 si hanno arricchimenti relativi di albite e mica chiara in alcuni domini.

Si può avere la porfiroblastesi del granato in GP 1354, negli altri casi ove questo sia presente (GP 1353, GP 1369, GP 1367), rimane di piccole dimensioni. Le altre fasi, oltre all'anfibolo e al granato, sono la clinozoisite e l'epidoto (GP 1369, GP 1353, GP 1355, in GP 1354 si ha solo zoisite), albite, opachi, titanite, mica chiara (GP 1369, GP 1353, GP 1354, GP 1355), biotite, clorite, rutilo (GP 1353, GP 1355, GP 1369, GP 1367, GP 1355), quarzo e carbonati in GP 1369.

Da quanto osservato si può suddividere ulteriormente questo gruppo in albit-anfiboliti a relitti eclogitici (GP 1369) e in albit-anfiboliti epidotico-granatifere (GP 1353, GP 1354, GP 1355, GP 1367, GP 1369).

Anfibolo: dalle determinazioni ottiche effettuate sugli anfiboli nelle varie sezioni (schema di pleocroismo con α =giallo, β =verde chiaro, γ =verde scuro-azzurrino; c/γ variabile tra i 15° e i 26° , segno ottico negativo con 2V medio e birifrangenza con colori fino al blu del II ordine)

si tratta di un anfibolo ricco di calcio. Un secondo anfibolo (GP 1367 e GP 1369) è incluso nel primo, questo secondo tipo ha caratteristiche ottiche (birifrangenza più bassa, con colori sul giallo del I ordine, c/γ di $4-6^\circ$ e pleocroismo su toni azzurri) che si avvicinano quelle degli anfiboli sodici, purtroppo, dato il pessimo stato dei nematoblasti, non è possibile effettuare ulteriori determinazioni.

Solitamente è l'anfibolo sodico-calcico che si dispone con un'orientazione preferenziale tale da fornire la roccia di una foliazione. Esso però non necessariamente risulta coevo con lo sviluppo della foliazione, potrebbe essere mimetico su un'altra fase (per esempio l'anfibolo sodico).

Disposta in tessitura simplectitica con i nematoblasti di anfibolo è molto frequente l'albite, più raro il quarzo.

In GP 1353, l'albite forma plaghe irregolari in cui si trovano lepidoblasti di mica chiara di dimensioni superiori alla media della roccia, oppure è la fase che si trova a suturare delle fratture coniugate con angoli acuti di circa 70° .

La clinozoisite può essere zonata con periferia epidotica, solo

in GP 1354 si è determinata la presenza di zoisite β (piano degli assi ottici perpendicolare all'allungamento, birifrangenza non superiore al grigio del I ordine e estinzione retta). Gli individui a più bassa birifrangenza tendono ad avere una forma prismatico allungata, mentre quelli a birifrangenza più alta sono più xenoblastici.

Il granato talvolta è fratturato e tra i suoi interstizi può crescervi anfibolo, albite e biotite. Se di maggiori dimensioni si possono osservare inclusi di rutilo, ma pure di anfibolo, probabilmente sodico (c/γ intorno ai 4° e pleocroismo azzurrino), mica chiara e opachi.

Dalla sua destabilizzazione si può avere biotite, piuttosto rara, insieme alla mica chiara e alla clorite (magnesifera), che cresce anche sull'anfibolo e sulla biotite. E' più abbondante quando in piccoli lepidoblasti diablastici nei siti ove si localizzi l'albite.

Gli opachi sono abbondanti in GP 1369, dove in blasti ameboidi raggiungono i 2 millimetri. In quantità apprezzabili in GP 1367 e GP 1354 come prodotti di smistamento dalla titanite, che in GP 1353 dà luogo a idioblasti a forma di losanga privi di orientazione preferenziale.

I carbonati formano sacche irregolari oppure sono interstiziali in GP 1369.

Il rutilo è incluso nella titanite in forma di piccoli granoblasti.

In GP 1369 si trovano domini irregolari, anche allungati secondo la foliazione, e qui la loro lunghezza raggiunge il centimetro. Essi sono costituiti prevalentemente da un feltro criptocristallino irrisolvibile di colore verde, nel quale si distinguono opachi, clinozoisite con zonature verso la periferia di epidoto, granato, relitti corrosi di onfacite (alto rilievo, 2V medio positivo, due sistemi di sfaldature perpendicolari tra loro, c/γ intorno ai 40° , con leggero

colore di assorbimento verdino), albite e mica chiara.

L'eterogeneità composizionale accennata per la roccia GP 1355, è attribuibile ad un blando arricchimento relativo di clinozoisite rispetto all'anfibolo lungo un letto spesso circa 6-7 millimetri ora ripiegato. Infine nella sezione GP 1367 si vede il contatto tra la roccia anfibolitica ed uno gneiss fine a quarzo, albite, zoisite, mica chiara, biotite, granato e titanite. Il contatto è definito da un letto con spessore di 2-3 millimetri, costituito da albite prevalente. Albite che diviene più abbondante anche nella roccia anfibolitica in prossimità di tale contatto.

Le rocce rappresentate dalla sezione GP 1334 meritano una ulteriore distinzione, all'interno del gruppo delle metabasiti, esse sono infatti delle epidositi granatifere, dove in ordine di abbondanza si ha: granato, zoisite, clinozoisite, clorite magnesifera, quarzo, anfibolo, albite, rutilo, opachi, titanite, mica chiara e biotite.

La struttura è granoblastica ipidiomorfa eteroblastica, con distribuzione omogenea delle fasi e isotropa.

Il granato è porfiroblastico (1 millimetro) fratturato, con segni di destabilizzazione in clorite magnesifera e inclusi di rutilo (piccoli prismi colonnari oppure xenoblastico), opachi, clinozoisite, anfibolo verde blu e fasi con colori di birifrangenza piuttosto alti (titanite ?) sono presenti nel granato, ma, questi ultimi solamente nella parte corrispondente al nucleo del granato. E' presente sia la zoisite β (caratterizzata dal piano degli assi ottici

perpendicolare all'allungamento), in piccoli prismi, e sia la clinozoisite, in xenoblasti di dimensioni maggiori (fino 0.1 millimetri) con inclusi di mica chiara. Più raro è invece l'epidoto. La clorite (termine magnesiaco visto il segno positivo di allungamento) cresce sia ai bordi del granato che in lepidoblasti decussati che possono ospitare zoisite, clinozoisite e anfibolo.

L'anfibolo è di dimensioni minori rispetto alle fasi sopra descritte, tali comunque da permettere di osservare la sua zonatura nei colori di assorbimento. Infatti si ha un nucleo con α =giallo-verde, β =verde-incolore, γ =verde-azzurro pallido, c/γ di 15° e colori di birifrangenza non superiori al giallo del I ordine. La periferia invece ha un c/γ di 26° , β =verde e γ =verde azzurino, una birifrangenza più alta che si accosta a colori verdi del II ordine. Quest'ultimo tipo di anfibolo lo si trova anche in nematoblasti non zonati. Il primo tipo di anfibolo molto probabilmente appartiene alla famiglia degli anfiboli sodici (glaucofane ?), mentre il secondo è più ricco in calcio (trattasi probabilmente di una pargasite).

E' frequente trovare questi nematoblasti di anfibolo sodico di dimensioni spesso superiori alla media degli altri termini anfibolici, immersi in domini a prevalente clorite.

Il rutilo è granoblastico e spesso attorno ad esso sono frequenti gli opachi, forse da questo smistati.

Rare la biotite, quasi esclusivamente come prodotto di destabilizzazione del granato, e la mica chiara, in piccoli

7 Osservazioni petrografiche

lepidoblasti immersi nel quarzo e nella clinozoisite.

Infine si segnala la posizione interstiziale del quarzo e dell'albite.

7.2 Falda del Gran Paradiso: Gneiss occhiadini
e rocce associate

7.2.1 Metagraniti: (GP 1259, GP 1260,
GP 1261)

Si tratta di rocce a grana grossa, a tendenza eterogranulare per la presenza di cristalli centimetrici di feldspato alcalino, in cui è ancora possibile riconoscere l'originaria struttura granitica (Foto 35 e 36).

Il metamorfismo, tra l'altro, ha causato le strutture coronitiche (sulla biotite), come visibile nelle Foto 39 e 40, e le pseudomorfosi sul plagioclasio (ora completamente saussuritizzato).

La struttura è chiaramente isotropa (né la biotite definisce una qualche foliazione, né le altre fasi mostrano una orientazione dimensionale preferenziale), a testimonianza che questo litotipo è sfuggito alla deformazione, piuttosto pervasiva nelle immediate vicinanze.

L'indice di colore (m') per questo litotipo è compreso tra 13 e 20. Questi metagraniti sono caratterizzati dalla presenza, in ordine di abbondanza di: albite (che con zoisite e sericite costituisce i prodotti saussuritici del plagioclasio ora completamente destabilizzato), feldspato alcalino, quindi quarzo, biotite (possono essere riconosciute due distinte generazioni), titanite, mica bianca e granato; in quantità accessorie possono esservi gli opachi, l'apatite, lo zirconio, la clorite, il rutilo e l'epidoto.

L'albite (riconoscibile per gli indici di rifrazione sempre

minori del quarzo, il 2V medio-piccolo ed il segno ottico positivo) è presente in grossi xenoblasti, all'interno dei quali possono trovarsi la zoisite in minutissimi individui e la sericite; queste ultime due fasi talvolta disegnano delle forme poligonali, più o meno regolari, che sono interpretate come i relitti dell'abito del plagioclasio ora completamente destabilizzato. Proprio dall'analisi delle forme in esame, che talvolta risultano prismatiche, si desume l'ipidiomorfismo dell'ex plagioclasio. L'albite può anche disporsi al di fuori di questi margini, perlopiù interstiziale rispetto alle altre fasi presenti, in questo caso mostra un'estinzione ondulata.

Il feldspato alcalino si distingue sempre dall'albite, per la mancanza al suo interno dei prodotti saussuritici. Generalmente meno idiomorfo rispetto al relitto plagioclasico (Foto 35 e 36), e alla biotite. Può raggiungere dimensioni dell'ordine del centimetro, superiori a quelle del plagioclasio. Può essere un microclino (GP 1260, GP 1261) data la sua geminazione polisintetica tipo "tartan", ma può anche essere sede di smistamenti pertitici (microclinipertite in GP 1260 e GP 1261). Non è raro individuare qualche geminazione del tipo Carlsbad, gli indici di rifrazione sono comunque sempre inferiori ad albite e quarzo.

Il quarzo lo si può osservare in piccoli inclusi ameboidi all'interno del feldspato potassico, ma più frequentemente in grossi blasti (di dimensioni dell'ordine degli 8-10 millimetri), con margine interlobato con subgranuli di quarzo (Foto 37 e 38), o ancora in sacche dalla forma irregolare

composte da individui ameboidi equigranulari, comunque con estinzione ondulata. All'interno dei domini di quarzo a maggiori dimensioni, si ritrovano talora piccoli lepidoblasti biotitici, oppure di mica bianca.

La biotite (pleocroica e con colori di assorbimento rosso-bruni) si presenta con abito lamellare, inequigranulare, fino a dimensioni medio-grosse. Spesso conserva i segni di una deformazione (questa può averla piegata leggermente oppure può aver provocato delle vere e proprie kink-bands). Alcuni individui biotitici possono contenerne altri, di dimensioni minori, sempre di biotite, ma con colori di assorbimento più verdi, in questi siti è anche possibile trovare la clinozoisite (indici di rifrazione intorno a 1.7, 2V negativo con colori di birifrangenza fino al giallo del I ordine), come nel caso della sezione GP 1259, dove questa ha abito xenomorfo ed è di piccole dimensioni.

Sulle sezioni basali della biotite possono osservarsi degli smistamenti ad alto rilievo, aciculari e disposti parallelamente alla {001} della biotite (probabilmente rutile sagenitico). Si possono riconoscere due generazioni distinte di biotite: la prima (I), magmatica, ha dato luogo a lepidoblasti anche di grosse dimensioni, con colori di assorbimento rosso-bruni (spesso contenenti apatite e zirconio), mentre la seconda (II), metamorfica, ha generato individui di più piccole dimensioni, con colori di assorbimento su toni verdi.

Sulla biotite I (anche quando questa risulti inclusa nel

quarzo) può crescere, epitattica, la mica bianca (sempre di modeste dimensioni), mentre lo zirconio (estinzione retta, alto rilievo e colori di birifrangenza prossimi allo 0.060) incluso nella biotite I, è orlato da aloni pleocroici, che spesso risultano mascherati dagli smistamenti di titanite finissima.

Ai danni della biotite I magmatica, si possono osservare interessanti strutture coronitiche, date da titanite (aciculare o microgranoblastica) e mica bianca (questa può sostituire anche completamente la biotite); all'esterno di questi orli coronitici si osservano frequentemente lepidoblasti di piccole dimensioni, spesso decussati di biotite verde II. Questo tipo di struttura è meglio sviluppato nella sezione sottile GP 1260, dove si può anche notare come il lepidoplasto biotitico, talvolta si sia completamente destabilizzato, lasciando, come testimonianza dell'antico relitto, soltanto gli smistamenti di titanite disposti (e questo è possibile vederlo laddove la destabilizzazione non sia avvenuta completamente) parallelamente alle tracce della sfaldatura parallela alla {001}.

Il granato è presente in piccoli individui di forma arrotondata localizzati all'interno delle fasi feldspatiche e preferenzialmente nei pressi dei lepidoblasti biotitici (biotite I) o nei siti della originaria biotite I. Risulta essere assente, qualora i siti plagioclasici risultino corazzati all'interno di un feldspato alcalino.

La clorite (termine ferro-magnesiaco, visto il suo segno di

allungamento positivo, il leggero colore di assorbimento verde pallido e l'assenza di pleocroismo) che è possibile osservare nella sezione GP 1261, e in quantità notevolmente inferiori in GP 1259, risulta chiaramente secondaria rispetto alla biotite magmatica, sulla quale cresce mimeticamente in fasci che possono raggiungere spessori intorno al mezzo millimetro nei lepidoblasti maggiori.

L'epidoto (riconoscibile per i colori di birifrangenza più alti rispetto alla clinozoisite, rilievo intorno a 1,7 e a volte, come in GP 1259, per un leggero pleocroismo su toni verdi/giallo-verdi) lo si può trovare sia all'interno della biotite con abito prismatico tozzo ipidiomorfo, oppure nelle sue immediate vicinanze, eventualmente circondato da clinozoisite in piccoli individui, ma sempre xenomorfi.

L'apatite è frequentemente inclusa nella biotite ed il suo abito oscilla dall'idiomorfo (raro) all'arrotondato.

Gli opachi possono essere delle dispersioni finissime all'interno del quarzo e dei feldspati, oppure minuti xenoblasti con tendenza alla glomeroblastesi, quando all'interno dei siti plagioclasici. L'apporto quantitativamente maggiore alla presenza di opachi in queste rocce è comunque dato dallo smistamento in piccoli xenoblasti da parte della titanite.

7.2.2 Ortogneiss

Passando a descrivere i litotipi di derivazione granitica ma interessate da deformazione più o meno pervasiva, è opportuno

chiarire secondo quali criteri sono stati distinti i vari tipi di ortogneiss.

Gli insiemi che qui di seguito saranno descritti sono stati raggruppati partendo dalle rocce meno deformate a quelle più deformate. Si hanno quindi ortogneiss debolmente foliati, ortogneiss ed ortogneiss milonitici.

Un ultimo gruppo di ortogneiss è stato distinto perchè probabilmente derivante da un granito di composizione diversa, infatti sono stati definiti ortogneiss leucocrati, anche qui sono stati individuati gradi diversi nella deformazione subita dalle rocce.

7.2.2a Ortogneiss debolmente foliati: (GP 1248,
GP 1256, GP 1264, GP 1265, GP 1277,
GP 1304, GP 1336, GP 1303)

La caratteristica principale di questo gruppo di ortogneiss, è l'assenza di letti continui di fillosilicati, ovvero di una evidente differenziazione metamorfica, cosicchè la debole anisotropia delle rocce è data soltanto dalla parziale isorientazione dei piccoli lepidoblasti fillosilicatici (essenzialmente biotite II e mica chiara).

Sono quindi presenti, ad eccezione che in GP 1336 che contiene microclino, grossi domini di quarzo che possono avere una certa isorientazione dimensionale.

L'albite può trovarsi in piccoli xenoblasti ameboidi, oppure costituire grossi domini peciloblastici di dimensioni confrontabili con quelli di quarzo.

Possono quindi essere quantitativamente importanti, oltre ai fillosilicati (sempre presente la mica chiara, talora la clorite, più rara la biotite) gli epidoti (specialmente nei termini zoisite e clinozoisite) ed il granato.

In quantità accessorie si possono avere la titanite, l'apatite, gli opachi, il rutilo, lo zircone e l'anfibolo.

Il quarzo può essere presente come incluso specialmente nell'albite o interstiziale. In quest'ultimo caso sarà eterodimensionale, generalmente ameboide, talora interlobato e con estinzione ondulata. Nella roccia GP 1336 non si concentra in siti particolari ed associato all'albite rende la struttura della roccia granoblastica; questa però è un

eccezione in questo gruppo di rocce, visto che il quarzo altrimenti appare perlopiù disposto in domini di grosse dimensioni (attorno al centimetro), talvolta irregolarmente allungati secondo la foliazione (GP 1256, GP 1265, GP 1264, GP 1277); in questo caso gli individui di quarzo sono di piccole dimensioni con tendenza all'equigranularità.

Se invece la forma di questi domini è ameboide (GP 1248, GP 1303, GP 1304), al loro interno possono esservi blasti di quarzo di grosse dimensioni (Foto 49), circondati da subgranuli, tutti comunque con una forte estinzione ondulata. Soprattutto quest'ultimo tipo ricorda molto, nella forma e nelle dimensioni, quei domini di quarzo già osservati e descritti all'interno dei metagraniti.

L'albite in queste rocce può presentarsi o in piccoli blasti pecilitici e di forma ameboide di dimensioni al massimo intorno ai 2 millimetri e priva di un'orientazione dimensionale (GP 1336, o in dimensioni minori in GP 1277 e GP 1256).

Altrimenti la si può osservare in grossi domini, sempre privi di un'orientazione dimensionale e di dimensioni prossime al centimetro, di forma ameboide e peciloblastici con piccoli inclusi di quarzo, mica chiara, ma pure clorite, zoisite, clinozoisite e anfibolo verde-blu (GP 1303). Tutte queste fasi incluse non si dispongono secondo una orientazione preferenziale.

Osservando i siti dell'albite, è possibile notare come questi possano essere sede di blastesi in misure diverse, come per esempio accade per la mica bianca, che in GP 1303 è appena

accennata, altre volte i lepidoblasti possono raggiungere dimensioni ragguardevoli, fino a confinare l'albite come fase interstiziale.

Lo stesso può accadere per la zoisite e la clinozoisite, xenomorfe nella GP 1265, in grossi ipidioblasti nella GP 1264 e GP 1265. La mica chiara, ad eccezione di quella inclusa nell'albite, solitamente è di dimensioni piccole-medie, e comunque riesce solo raramente a disporsi in letti discontinui che definiscano a stento la foliazione (GP 1248, GP 1336).

Spesso la mica chiara può includere titanite, talora con smistamenti di rutilo, apatite, ed essere sede preferenziale per la crescita della clinozoisite. I lepidoblasti di mica chiara possono avere estinzione ondulata e possono trovarsi inclusi nei grossi domini di quarzo.

Nella sezione sottile GP 1248 si osservano aggregati di titanite microgranulare disposti come ad occupare posizioni infralamellari di un minerale prismatico tabulare (Foto 41, 42 e 45) ora completamente sostituito in prevalenza da mica bianca (qui essa vi cresce sia parallela all'allungamento di questi allineamenti di titanite, che diastiblastica in dimensioni maggiori rispetto all'esterno della roccia), ma anche da albite e clorite magnesifera (allungamento positivo, debolmente colorata e con assenza di pleocroismo).

La titanite, che probabilmente era contenuta nella biotite I e ne rappresentava gli smistamenti, è l'unico relitto microstrutturale della biotite magmatica (I) in questo tipo

di rocce. Si può anche notare come questi domini non mostrino alcun segno di isorientazione in una roccia dove sono ancora presenti domini di quarzo di grosse dimensioni, in cui queste pseudomorfosi possono anche essere incluse.

La clorite può essere sia un termine magnesifero (allungamento negativo, pleocroismo debole o assente, colori di assorbimento giallino-verde pallido e colori di birifrangenza su toni verdi) come accade in GP 1256, GP 1248, GP 1265, sia un termine ferrifero (allungamento positivo, colore di assorbimento verde, pleocroica e con colori di birifrangenza anomali) come in GP 1304, GP 1336 e GP 1277.

Il termine ferrifero è presente come prodotto di destabilizzazione della biotite, mentre quello magnesiaco può sostituire la mica bianca con crescite epitassiali (GP 1248), oppure decussata, a costituire domini irregolari dalle dimensioni massime di mezzo millimetro circa (GP 1265, GP 1264, GP 1256). Solitamente la clorite è decussata rispetto alla foliazione, eccezion fatta per la clorite epitattica su fasi già isorientate. All'interno delle pseudomorfosi caratterizzate dall'allineamento della titanite si possono avere lepidoblasti di clorite con una zonatura tra il nucleo più ferrifero e la periferia più magnesiaca.

La biotite II è in piccolissime quantità nelle rocce GP 1277, GP 1303 e GP 1256, leggermente più abbondante in GP 1304 e GP 1336. Essa tende a crescere, in piccoli lepidoblasti, epitassialmente sulla mica chiara, sebbene possa esservi una blastesi coeva tra le due fasi, ma in egual modo può venir sostituita, anche completamente dalla clorite ferrifera (GP

1303, GP 1336 e GP 1277) La biotite può inoltre sostituire ai margini il granato (GP 1303); i colori di assorbimento, ad eccezione della roccia GP 1336 (più bruni), sono su toni verdi.

A riguardo degli epidoti, sono particolarmente ricorrenti i termini clinozoisitici (alto rilievo e colori di birifrangenza intorno allo 0.010-0.012), mentre con la clinozoisite può trovarsi pure la zoisite (con colori di birifrangenza sul grigio del I ordine) in GP 1304 inglobata da ipidioblasti di granato, in GP 1336 e GP 1303, in ipidioblasti di dimensioni solitamente minori rispetto alla clinozoisite xenomorfa. Nelle rocce GP 1264, GP 1277 e GP 1265 sono presenti tutti e tre i termini epidotici, talvolta con zonature, specialmente tra zoisite e clinozoisite (quest'ultima anche geminata), ma pure tra clinozoisite e epidoto; nella roccia GP 1265 si è determinata la presenza di zoisite di tipo β (piano degli assi ottici perpendicolare alla direzione di massimo allungamento e colori di birifrangenza non superiori al grigio del I ordine). Sebbene in quantità minori sono presenti i tre termini epidotici anche in GP 1248. In GP 1336 si osserva la presenza di allanite (riconoscibile per le caratteristiche ottiche proprie dell'epidoto ma con un angolo c/γ maggiore ed un forte pleocroismo su toni rosso-bruni) da subidiomorfa a scheletrica, talora sostituita parzialmente da biotite e zonata alla periferia.

Il granato può essere presente in quantità accessorie (GP

1204, GP 1277) in blasti ipidiomorfi piuttosto piccoli (0.2 mm), generalmente localizzati nei domini a quarzo e/o albite. Granato porfiroblastico da idiomorfo a subidiomorfo con dimensioni fino al millimetro si può osservare in GP 1303, dove i blasti più grossi mostrano di aver subito una ricristallizzazione in subgranuli più minuti, con tendenza alla glomeroblastesi, sia incluso nell'albite, sia associato alla mica chiara, nei domini ove questa coesiste con quarzo, albite, zoisite e clinozoisite.

Il microclino è presente solamente in GP 1336, e si distingue dalle altre fasi con bassi colori di birifrangenza per la sua tipica geminazione a graticcio, si dispone in maniera interstiziale rispetto all'albite ed il quarzo principalmente.

Tra le fasi accessorie la titanite è spesso presente (assente solamente in GP 1264 e GP 1265), come fase microgranulare, mentre il rutilo può essere sia xenoblastico di dimensioni piccole-medie (attorno a 0.2 mm) come in GP 1248, oppure segregato all'interno della titanite e associato agli opachi (GP 1277, GP 1256, GP 1303).

Gli opachi sono altrimenti presenti come minuscole dispersioni; soltanto nelle rocce GP 1264 e GP 1265 hanno dimensioni maggiori, xenomorfi ed ameboidi, se osservati con l'ausilio della lente convergente appaiono rossastri, trattasi quindi di probabile ematite; risultano invece totalmente opachi in GP 1248.

L'apatite talvolta si osserva con inclusioni finissime al suo interno, mentre lo zircone è stato riconosciuto (con forma

talvolta idioblastica, il rilievo molto alto ed i colori di birifrangenza del terzo ordine) nelle rocce GP 1256, GP 1248, GP 1336, GP 1304 e GP 1277, anche grazie ai frequenti orli pleocroici causati nella biotite e nella clorite.

Infine l'anfibolo in quantità accessorie, è stato osservato nella roccia GP 1303, incluso nell'albite, nella forma di piccolissimi ipidioblasti pleocroici (essendo visibili soltanto piccole sezioni prismatico allungate si sono determinati solo due dei tre colori di assorbimento, cioè un verde scuro bluastro (probabilmente corrispondente a γ) ed un verde pallido (probabilmente β), si è determinato un angolo c/γ massimo di 28° e colori di birifrangenza non superiori al giallo del I ordine. Si tratta probabilmente di richterite o barroisite). Su questo anfibolo può crescervi epitattica la biotite.

7.2.2b Ortogneiss: (GP 1282, GP 1288,
GP 1293, GP 1297, GP 1337,
GP 1340, GP 1341, GP 1348)

Queste rocce sono state distinte dai tipi precedenti per il loro fabric più spiccatamente gneissico, caratterizzato da letti di fillosilicati che definiscono, anche se talora irregolarmente, una foliazione. Ad essi si alternano domini più o meno regolari di quarzo e/o albite, ma anche grossi porfiroblasti, che possono essere di feldspato alcalino, di granato, oppure di albite.

Più in generale le fasi prevalenti continuano ad essere quelle granoblastiche sebbene possa essere ben sviluppata una foliazione piano-ondulata.

Oltre all'albite, il quarzo e talora il feldspato alcalino, vi sono mica chiara, biotite e titanite, talora la clorite la clinozoisite, il granato, il rutilo, gli opachi, lo zirconio, l'apatite ed i carbonati.

L'albite può essere geminata albite (con angolo di estinzione massimo di 17° ma con indici di rifrazione sempre minori rispetto al quarzo) e generalmente è xenomorfa, talora porfiroblastica (GP 1348, GP 1337, GP 1293) e quasi sempre, peciloblastica.

In associazione con il quarzo forma una miscela eterogranulare ove essa è interstiziale, altrimenti di dimensioni leggermente superiori al quarzo stesso. Le fasi che solitamente possono trovarsi al suo interno come inclusioni sono il quarzo, la mica chiara e la titanite, più

raramente la biotite. Altre volte (GP 1282) insieme con il quarzo ed il feldspato alcalino disposto come fase interstiziale, l'albite forma dei domini ocellari concordi con la foliazione e da essa avvolti.

Il quarzo può formare dei domini lenticolari paralleli alla foliazione (GP 1288, GP 1297), altre volte questa tendenza è soltanto accennata o assente (GP 1282, GP 1293), tendenza analoga mostrano sia l'orientazione dimensionale, sia quella cristallografica. In questi domini può trovarsi associata l'albite (GP 1337, GP 1288, GP 1297). Si possono anche osservare (GP 1340, GP 1341, GP 1337, GP 1288) domini monomineralici di quarzo più o meno lenticolari. Quasi sempre il quarzo denota un'estinzione ondulata, specialmente quando questo si trova in grossi blasti (GP 1341) del tutto simili ai domini già descritti nei metagraniti e negli ortogneiss debolmente foliati.

Il feldspato alcalino è abbondante nelle rocce GP 1282 e GP 1341, poco più che in quantità accessorie in GP 1340; può presentare geminazione polisintetica a graticcio (microclino) ed essere pertitico, oppure disporsi come fase interstiziale fra la mica chiara, l'albite e il quarzo (GP 1340), comunque presente come fase interstiziale anche quando visibile in porfiroblasti, che possono raggiungere dimensioni di un paio di centimetri (GP 1341), in questo caso il fenoclasto è geminato Carlsbad ed è pertitico. Il quarzo è presente sia come incluso, sia come fase cristallizzata tra le ombre di pressione date dalla fratturazione di questi grossi individui che possono essere avvolti dalla foliazione.

Tra le fasi fillosilicatiche, quella che risulta più abbondante in questo gruppo di rocce è senz'altro la mica chiara, infatti (ad eccezione della roccia GP 1341 dove prevale la biotite); essa è la fase la cui orientazione da luogo alla foliazione, anche accompagnata, talora, dall'orientazione dimensionale di talune fasi o domini multifase. La mica chiara, generalmente inequidimensionale, raramente raggiunge i 2 millimetri di lunghezza (GP 1297) e l'organizzazione dei letti fillosilicatici mostra gradi di organizzazione diversi. Soltanto in GP 1288 si osservano letti consistenti e piuttosto continui. L'estinzione dei lepidoblasti è spesso ondulata e spesso la biotite può crescervi in lepidoblasti epitassiali, oppure decussati rispetto alla foliazione, dimostrando di aver subito solo parzialmente l'evento deformativo che ha invece orientato la mica chiara. Ciò accade anche quando la biotite è più abbondante della mica chiara ed in domini diastiblastici si associa ad essa e ad eventuale clinozoisite e titanite. La foliazione in questo caso è data dai domini lenticolari in cui la biotite cresce decussata.

La clorite (assente in GP 1341) è sempre un termine ferrifero (colori di birifrangenza sul grigio del I ordine, allungamento positivo e leggero pleocroismo sul verde). Più abbondante la si può trovare nella roccia GP 1340, dove si ha la clorite che si sviluppa, come accade quasi sempre per il termine ferrifero, ai danni della biotite ormai quasi completamente retrocessa.

La clinozoisite può essere presente sola (GP 1297, GP 1337, GP 1341), oppure insieme all'epidoto (GP 1348, GP 1288, GP 1293, GP 1282) e mostrare i passaggi tra i due termini mediante zonatura nello stesso blasto (GP 1293). Nella sezione sottile GP 1340 si trova il solo epidoto. Sia la clinozoisite, che l'epidoto mostrano di preferire come sede per la loro nucleazione i letti fillosilicatici, ove raramente (GP 1341) superano il millimetro. La clinozoisite tende a dare xenoblasti talora scheletrici, mentre l'epidoto è ipidiomorfo ma di dimensioni minute.

Xenoblasti scheletrici bruno-rossicci si individuano nella sezione GP 1337, probabilmente si tratta di nuclei più allanitici (ma la birifrangenza è piuttosto bassa, paragonabile a quella della zoisite).

Il granato è presente in piccoli blasti scheletrici in GP 1282; in GP 1337 cresce preferenzialmente nei domini ad albite e quarzo in xenoblasti eterogranulari dalle dimensioni massime di 0.2 mm.

Solo nella roccia GP 1288 si possono vedere grossi porfiroblasti avvolti dalla foliazione, talora fratturati e con i margini leggermente riassorbiti dalla biotite. Un fenoblasto raggiunge dimensioni di 3 millimetri, però ricristallizzato in subgranuli più minuti; qui il granato può anche avere dimensioni minute ed essere incluso nella mica chiara, proprio il contatto tra il granato e la mica chiara è sede di più frequente blastesi da parte della biotite, sia mimetica sulla mica chiara, sia decussata.

La titanite è generalmente xenoblastica e di piccole

dimensioni, tuttavia può talvolta raggiungere dimensioni massime attorno ai 0.5 millimetri. Spesso è inclusa in altre fasi quali fillosilicati e la clinozoisite, smista opachi al suo interno e talora anche il rutilo (GP 1340); può essere disposta a definire la foliazione.

Gli opachi sono spesso presenti come smistamenti della titanite, oppure come dispersioni finissime (GP 1293), diventano quantitativamente importanti in GP 1340, dato l'avanzato stadio raggiunto dallo smistamento, da parte della titanite, di rutilo e opachi, comunque sempre di piccole dimensioni e xenomorfi.

Oltre all'apatite, sempre presente in piccole dimensioni e xenomorfa, si sono ancora riconosciuti lo zircone (meglio evidente in GP 1340, GP 1288 e GP 1348 grazie agli orli pleocroici provocati su biotite e/o clorite), e carbonati interstiziali in GP 1340.

7.2.2c Ortogneiss milonitici: (GP 1278,
GP 1279, GP 1283,
GP 1289, GP 1343,
GP 1377, GP 1378)

Sono rocce a grana fine con foliazione pervasiva definita dai domini nastriformi del quarzo, alternati ai letti di composizione fillosilicatica (Foto 43 e 44), talora crenulata (GP 1278), oppure disturbata dalla presenza di grossi porfiroclasti di feldspato alcalino (GP 1283, GP 1377 e GP 1378). Tra i fillosilicati sono sempre presenti la mica chiara e la biotite, assente solo in GP 1289, talvolta la clorite. Essi possono essere concentrati in letti piuttosto regolari a definire la foliazione, insieme ai domini nastriformi dati dal quarzo; con esso tutte le fasi mostrano una buona isorientazione dimensionale. Oltre all'abbondante albite (assente soltanto in GP 1343) si possono avere, in quantità minori: il granato, zoisite e clinozoisite, titanite, rutilo, opachi, apatite e zirconio.

Il quarzo ha la tendenza a formare domini nastriformi, nei quali tende ad essere equigranulare. Quando questi domini non siano ben evoluti si può trovare il quarzo a grana più grossa, generalmente ameboide, quasi sempre con una buona orientazione dimensionale. Quest'ultima, nella sezione GP 1278 che presenta una crenulazione con pieghe aperte piuttosto armoniche, è orientata secondo il piano assiale dell'ultimo evento plicativo. Quasi sempre presenta estinzione ondulata, e sebbene queste rocce siano intensamente deformate, si possono osservare domini

lenticolari in cui, circondato da subgranuli, resiste qualche grosso blasto di quarzo con fortissima estinzione ondulata (GP 1283, GP 1289). infine, per quanto riguarda il quarzo, nella sezione GP 1289, si può osservare una cerniera di piega intrafoliare centimetrica con asse parallelo al piano di foliazione, data da quarzo policristallino con buona isorientazione cristallografica.

Al quarzo talvolta è associata anche l'albite ed insieme si alternano ai letti fillosilicatici ed al quarzo nastriforme, mantenendo piccole le dimensioni e mostrando una buona orientazione dimensionale.

Sebbene non sia raro trovarle disperse, specialmente nei domini a quarzo e albite, le fasi fillosilicatiche sono in prevalenza concentrate in letti regolari e planari, a meno che non siano stati interessati da una crenulazione (GP 1278), oppure perchè avvolgenti grossi porfiroclasti di feldspato alcalino (GP 1289, GP 1377 e GP 1378); si tratta di microclinpertite (geminazione polisintetica a graticcio e segno ottico negativo) che può raggiungere dimensioni dell'ordine del centimetro, con fratture riempite da quarzo o albite interstiziale, e con inclusi microcristallini di quarzo e mica chiara.

La fase che maggiormente definisce la foliazione è la mica chiara, sempre in individui piuttosto piccoli, può avere estinzione ondulata e in alcune rocce formare domini diastiblastici (probabilmente dovuti alla ricristallizzazione postcinematica). Ancora una volta è opportuno ricordare che nella mica bianca, talvolta (GP 1278) sia possibile osservare

microblasti di titanite, disposti a disegnare delle forme quadrangolari, piuttosto regolari.

La biotite II metamorfica, in quantità minori, cresce epitassialmente sulla mica bianca, oppure in piccoli lepidoblasti orientati all'incirca parallelamente alla foliazione fino a formare letti sottilissimi ma pure ruotati rispetto ad essa. Solo nella sezione GP 1289 è del tutto assente.

La clorite magnesifera (in GP 1289, con allungamento negativo, colore di birifrangenza verde del I ordine, praticamente incolore e con assenza di pleocroismo) la si trova sia in piccoli lepidoblasti, sia in domini irregolari e diastiblastici; quando invece le determinazioni ottiche (allungamento positivo, colori di birifrangenza sul grigio del I ordine, colori di assorbimento verdi e pleocroismo debole sul verde) la distinguono in una clorite ferrifera, allora (GP 1279, GP 1283, GP 1343, GP 1278, GP 1377, GP 1378) si può osservare come questa, comunque meno abbondante, cresca mimeticamente sulla biotite.

Il granato è assente in GP 1343, raro e in piccoli xenoblasti talvolta fratturati in GP 1283, leggermente più ipidiomorfo nella GP 1289, dove compare in prevalenza nei letti quarzosi. Nella roccia GP 1279 può inglobare mica chiara e/o quarzo e può crescere sui lepidoblasti orientati di mica chiara.

Più frequente è invece nelle rocce GP 1278, GP 1377 e GP 1378, dove le dimensioni permangono contenute (al massimo 0.5

millimetri), ma a volte è glomeroblastico equidimensionale. Talvolta (GP 1278) i glomeroblasti sono uniti a disegnare delle forme allungate lunghe un paio di millimetri avvolte dalla foliazione principale e, poichè ad essa perpendicolari, risultano disposti parallelamente al piano assiale della crenulazione. Il granato può dare segni di destabilizzazione in biotite e/o clorite.

La zoisite è presente in GP 1289, dove gli xenoblasti di forma allungata (con colori di birifrangenza sul blu anomalo o "elettrico") sono zonati e talvolta contengono nuclei con rilievo superiore alla zoisite, di una fase a bassa birifrangenza (verde del II ordine), con allungamento negativo e colore di assorbimento sul verde mela).

Altrimenti si ha la clinozoisite, più o meno zonata, con la periferia che può avere le caratteristiche ottiche di un epidoto, quasi sempre è xenomorfa e di piccole dimensioni, talora allungata lungo la foliazione, se fratturata (GP 1279) nelle ombre di pressione risultanti possono crescervi mica chiara e biotite. La clinozoisite inoltre mostra di preferire per la sua nucleazione, quando presenti, i siti ricchi in fillosilicati.

7.2.2d Ortogneiss leucocrati: (GP 1362,
GP 1338, GP 1360,
GP 1342, GP 1335)

Questi litotipi si differenziano dai gruppi di ortogneiss precedentemente descritti per le loro caratteristiche tessiturali e mineralogiche, che risultano essere: un più basso indice di colore (m' minore di 10), dovuto ad una minor presenza di biotite, quindi una grana solitamente più fine, anche nei termini poco deformati, se confrontati con i corrispettivi ortogneiss. Verosimilmente si tratta di rocce derivanti da un protolite differente rispetto agli ortoderivati descritti in precedenza, ovvero sia da originari graniti leucocratici.

L'ordine con il quale sono state elencate le sezioni sottili attribuite a questo litotipo, corrisponde ad un crescente grado di deformazione subita dalle rocce in esame. Tale gradiente è evidenziato da un aumento della pervasività della foliazione e da una diminuzione della grana.

Il fabric di queste rocce può definirsi da granoblastico a granolepidoblastico.

Questi ortogneiss leucocrati sono rocce foliate, con foliazione data dall'isorientazione delle fasi fillosilicatiche e solo nelle rocce più deformate (GP 1335) si può osservare un layering composizionale dovuto alla deformazione.

I fillosilicati, peraltro piuttosto scarsi, non si organizzano in letti continui ed il fabric è dominato dalle

fasi sialiche, più o meno omogeneamente miscelate tra loro (quarzo, albite e feldspato alcalino). Quindi si possono avere mica chiara, biotite e granato, mentre tra le fasi accessorie si osservano: clinozoisite, epidoto, allanite, clorite, titanite, opachi, apatite, zircone e tormalina.

Il quarzo con l'albite è la fase più abbondante in questo tipo di ortogneiss, si presenta in varie posizioni tessiturali: in inclusi arrotondati nell'albite, avvolto dal feldspato alcalino interstiziale, oppure in blasti da ameboidi ad interlobati, ma sempre con estinzione ondulata. Il quarzo è inequidimensionale, e soltanto nella sezione GP 1335, accenna ad organizzarsi in domini nastriformi.

L'albite spesso si dispone in associazione con il quarzo; con grana fine, oppure in xenoblasti ameboidi variamente peciloblastici (GP 1338, GP 1342, GP 1360, GP 1362 dove raggiunge al massimo i 2 millimetri). Rispetto al quarzo tende comunque ad avere una forma più arrotondata.

Il feldspato alcalino è un microclino in GP 1360, GP 1338 e GP 1342 vista la sua geminazione polisintetica a graticcio ed il segno ottico negativo. Può essere porfiroblastico (GP 1342), con fratture riempite da quarzo e con al suo interno degli smistamenti pertitici, ma anche e altrimenti interstiziale e variamente cosperso da dispersioni finissime di aspetto polveroso.

Ad eccezione delle rocce GP 1338 e GP 1362, dove la mica chiara comunque non supera il millimetro, i fillosilicati sono sempre minuti, tra di essi la mica chiara è la più abbondante ed è spesso orientata parallelamente alla

foliazione.

Data la sua presenza spesso come fase epitattica sulla mica chiara, e talvolta in piccoli lepidoblasti ruotati rispetto alla foliazione, se ne deduce che la blastesi della biotite II sia posteriore sia a quella della mica chiara, sia, almeno parzialmente, all'evento scistogeno; per quanto riguarda i colori di assorbimento si hanno tonalità rosso brune solo in GP 1335, GP 1362 e GP 1342.

Arricchimenti relativi di fillosilicati si possono osservare in GP 1335 (con letti potenti un millimetro al massimo ed estremamente planari, dati da mica chiara, biotite più quarzo ed albite) oppure in 1362 (dove si vede un letto arricchito in biotite, clinozoisite e titanite, piegato e con un comportamento reologico meno duttile rispetto alla miscela quarzoso-feldspatica).

La clorite è un termine ferrifero (GP 1360 e GP 1338 dato l'allungamento positivo, i colori di birifrangenza sul grigio del I ordine ed il leggero pleocroismo sul verde) e cresce mimeticamente sulla biotite.

Il granato lo si può osservare soltanto in GP 1335 e GP 1338, in rari e piccoli individui, da xenomorfi a scheletrici.

La clinozoisite è assente soltanto nella sezione GP 1338, più rara è invece la zoisite (accertata solamente in GP 1335 grazie al rilievo intorno all'1.7, ai colori di birifrangenza intorno allo 0.006 ed al 2V medio-piccolo positivo). La clinozoisite (rilievo analogo alla zoisite ma colori di birifrangenza fino allo 0.015) è xenomorfa, spesso zonata con

il nucleo meno birifrangente e periferia talvolta con birifrangenza confrontabile a quella degli epidoti (0.040-0.045). Nella sezione GP 1335 si hanno frequenti relitti scheletrici zonati con nucleo bruno allanitico e periferia con colori di birifrangenza variabili tra il giallo ed il grigio del I ordine.

Oltre all'apatite si segnalano gli opachi (assenti dalla GP 1360): o smistati dalla titanite, oppure (GP 1362 e GP 1335) con orlo di alterazione rossastro tipico dell'ematite.

La tormalina è stata individuata soltanto in GP 1338, come xenomorfa e con composizione eterogenea (visto il colore di massimo assorbimento variabile tra toni verde-grigio-blu e giallo-bruno, all'interno dello stesso blasto, che tra l'altro si dimostra poco pleocroico dato il taglio prossimo alla sua sezione basale, ma che comunque consente di definire questa tormalina come un termine schörlitico).

7.2.3 Micascisti argentei s.l.

I vari tipi di micascisti argentei, qui di seguito descritti, sono stati distinti in base alle osservazioni microscopiche effettuate sulle rocce provenienti dall'affioramento situato tra la Punta Fenilia e la Punta Vigèusa (vedi carte geologiche allegate).

Le variazioni composizionali tra i vari termini avvengono quasi sempre in modo irregolare e soprattutto sono distribuite in modo piuttosto eterogeneo.

7.2.3a Micascisti argentei talora a granato: (GP 1250,
GP 1252, GP 1268, GP 1270, GP 1271,
GP 1275, GP 1287 GP 1345)

Rocce a struttura da lepidogranoblastica a granolepidoblastica, caratterizzate da una foliazione definita da letti di mica chiara alternati a domini quarziferi, che è stata oggetto di almeno due eventi deformativi riconoscibili. Infatti già mesoscopicamente si può riconoscere una scistosità ed una crenulazione talora ben evidente. L'evento plicativo, autore del ripiegamento alla scala decametrica dei "micascisti argentei", è probabilmente la prosecuzione di quello che ha provocato la scistosità principale (vedasi capitolo precedente).

La grana del quarzo e della mica chiara è variabile e talora possono essere presenti, il granato, oppure l'albite porfiroblastici.

Mineralogicamente questi micascisti sono costituiti da mica

chiara e quarzo in abbondanza, possono essere presenti il granato, la clorite, la zoisite, la clinozoisite e l'albite. In quantità accessorie si hanno biotite, la titanite, il rutilo, gli opachi, l'epidoto, a volte allanite, lo zirconio, anfibolo barroisitico e apatite. Il quarzo può essere presente: 1) in lenti policristalline ripiegate (le pieghe possono anche essere intrafoliari); 2) in domini nastriformi paralleli al piano di foliazione (S1) e quindi ulteriormente ripiegati in pieghe di crenulazione aperte ed eventualmente alternati ai più potenti letti di mica chiara. In GP1270 e GP 1345 sono presenti domini di quarzo a forma irregolare, che possono ospitare al loro interno individui, sempre di quarzo, di dimensioni notevolmente maggiori rispetto alla media, che è di circa 2 millimetri.

Questi sono probabilmente i relitti microstrutturali dei domini di quarzo già osservati nei metagraniti e in alcuni ortogneiss.

I cristalli possono avere forme arrotondate, se inclusi nell'albite (GP 1275) a definire una Si in discordanza angolare con la Se, oppure nel granato (GP 1287), ameboidi o interlobati.

Più rari sono i blasti poligonali di piccole dimensioni (GP 1275, GP 1252, GP 1250, fra i quali si possono osservare dei punti tripli. E' quasi sempre presente anche come fase interstiziale.

Generalmente mostra una forte estinzione ondulata, più evidente all'aumentare delle sue dimensioni, mentre l'orientazione cristallografica può essere presente laddove

la foliazione sia maggiormente pervasiva.

La mica chiara, che talvolta può essere la fase più abbondante (GP 1287, GP 1250), è la fase responsabile, con la sua isorientazione, della foliazione.

Gli eventi deformativi riconoscibili in quest'insieme di rocce sono due, sostanzialmente con orientazione delle foliazioni perpendicolari tra loro. Nelle sezioni a disposizione è possibile sia riconoscere la foliazione S1 appena piegata dal secondo evento plicativo (GP 1252), sia vedere rocce con soltanto più i relitti strutturali del primo evento, ormai quasi completamente trasposti dal secondo (GP 1257, GP 1271, GP 1270).

Se in GP 1270 la foliazione è data essenzialmente dai domini più o meno regolari che la mica chiara, in minuti blasti, va a costituire (e qui la si trova in aggregati diablastici), negli altri casi le dimensioni dei lepidoblasti rimangono grossomodo costanti intorno al millimetro e si ha una buona organizzazione in letti a prevalente mica chiara. La distribuzione planare di questi letti pare disturbata soltanto dalla polifasicità degli eventi deformativi. Proprio a questa polifasicità è da attribuire la disposizione della mica chiara in pieghe poligonali, talora con quarzo nelle ombre di pressione delle fratture, così come l'estinzione ondulata, più evidente per i blasti di maggiori dimensioni (GP 1287, GP 1252, GP 1250). E' da notare la presenza di letti di mica chiara piegati con angoli prossimi ai 90° che mostrano soltanto una forte estinzione ondulata, senza il

caratteristico recupero cristallino, che solitamente avviene per piegamenti ad angoli così alti. Almeno per certi punti di alcune sezioni è lecito pensare ad un comportamento duttile in risposta alla deformazione dei letti lepidoblastici.

Il granato può essere porfiroblastico e pecilitico come accade nella sezione GP 1287 dove gli xenoblasti contengono inclusi minuti di quarzo e mica bianca, ancora mica chiara può aversi tra le fratture del granato. Alcuni porfiroblasti mostrano di interrompere l'andamento della foliazione S1 data dalla mica chiara e dal quarzo allungato. Anche in GP 1252 il granato interrompe la foliazione ed i blasti talora ipidiomorfi di dimensioni medio-piccole si localizzano preferenzialmente nella mica chiara o in siti ad essa adiacenti. In GP 1268 il granato può essere incluso nella clinozoisite ed è leggermente più idiomorfo rispetto agli altri casi.

La zoisite (2V piccolissimo, segno ottico positivo, colori di birifrangenza sul grigio del I ordine e alto rilievo) è stata riconosciuta nella sezione GP 1287 in piccoli xenoblasti, mentre in rari blasti di dimensioni maggiori talora scheletrici la si trova in GP 1250, dove presentandosi anche in blasti prismatico colonnari, la si può osservare orientata parallelamente alla foliazione. Negli altri casi (GP 1275, GP 1270, GP 1268, GP 1252, GP 1271) la zoisite (il termine beta è riconoscibile in GP 1271 e GP 1268 per il piano degli assi ottici perpendicolare all'allungamento) è associata alla clinozoisite (con colori di birifrangenza fino al giallo del I ordine), talora con passaggi zonati all'interno dello

stesso blasto (GP 1252) con periferia a più alta birifrangenza; in GP 1275 questo passaggio è possibile vederlo tra la clinozoisite e l'epidoto. Un termine probabilmente allanitico può essere osservato in GP 1270, con periferia a composizione più zoisitica e nucleo più bruno, il c/a è di circa 38° e la forma generalmente ipidiomorfa è prismatico allungata bipiramidale.

La clorite è assente soltanto in GP 1287; se si tratta di un termine ferriifero (riconoscibile per l'allungamento positivo in GP 1250, GP 1268 e GP 1252) si presenta in rare fibre tra i lepidoblasti di mica chiara (GP 1250), oppure come prodotto della destabilizzazione della biotite (GP 1268, GP 1252). Se invece il segno di allungamento negativo suggerisce l'esistenza di un termine magnesiacco, la si può osservare sia in blasti epitattici sulla mica chiara, immersa all'interno dell'albite, oppure disposta caoticamente sulla mica chiara (GP 1270, GP 1275, GP 1345, GP 1250, GP 1268, GP 1252). soltanto nella GP 1271 pare che la clorite (termine magnesifero che aumenta il suo pleocroismo se a contatto con l'epidoto) possa aver partecipato, seppur parzialmente, all'ultimo evento plicativo, data la presenza di alcuni lepidoblasti poligonalizzati.

L'albite è presente in quantità poco più che accessorie in GP 1287, dove è soltanto interstiziale, e in GP 1268, dove vi sono peciloblasti ameboidi con inclusi di anfibolo, mica chiara e quarzo). In quantità maggiori la si trova invece in GP 1270 e GP 1275; nella prima l'albite interstiziale è

generalmente associata con clorite magnesifera, mica chiara, a volte anche con biotite, zoisite, quarzo e rutilo a formare delle plaghe di forma irregolare, pure incluse nei domini di quarzo. Porfiroblastica e pecilitica è invece in GP 1275, con incusi di quarzo, mica chiara e rutilo, i quali possono disegnare una Si talora in discordanza angolare con la Se, anche se ques'ultima è piuttosto mal definita.

La biotite sempre in lepidoblasti di piccole dimensioni, con colori di massimo assorbimento verdi, in GP 1270 forma con la clorite, la mica chiara il quarzo, la zoisite e il rutilo dei domini di forma irregolare, altrimenti (GP 1275, GP 1252, GP 1287, GP 1268, GP 1270) cresce topotattica sulla mica chiara, raggiungendo dimensioni massime di 0.3 millimetri e preferendo per la nucleazione i suoi margini; si trova pure in piccoli blasti ruotati rispetto alla foliazione. Se presente il granato, non è raro osservare come al contatto tra questo e la mica chiara si possa sviluppare la biotite, fino a costituire vere e proprie strutture coronitiche (GP 1252).

L'anfibolo si trova solo in GP 1268 e in rari nematoblasti che crescono sull'albite e spesso formano dei sottili domini equidistanti e paralleli tra loro ma disposti perpendicolarmente al piano degli assi ottici dell'albite (quando questo risulti misurabile). Il c/γ di questo anfibolo è di 15° ed il pleocroismo varia dal verde smeraldo-verde grigio, al giallo verde (si è potuto osservare solo sulle sezioni allungate), la birifrangenza non supera valori di 0.022, probabilmente si tratta di un termine barroisitico.

Titanite e rutilo possono trovarsi insieme solamente in GP 1287, dove la titanite xenomorfa include granoblasti di rutilo;

altrimenti si ha solo titanite, come accade in GP 1250, dove questa si presenta anche in glomeroblasti spesso allungati parallelamente ai lepidoblasti di mica chiara e con essi sono ripiegati. Si trova il solo rutilo nelle rocce GP 1252, GP 1270, GP 1345, GP 1271 e GP 1268, xenomorfo, di piccole dimensioni e al suo interno può essere osservato lo smistamento di una fase opaca (GP 1252, GP 1268). Il rutilo può altresì presentarsi in blasti di forma ameboide come incluso nella mica chiara e nel granato (GP 1252, GP 1268).

Sempre presente l'apatite, spesso si ha lo zircone xenomorfo (GP 1275, GP 1270, GP 1345, GP 1271, GP 1252).

Nella sezione GP 1275 si riconosce uno xenoblasto di clinozoisite al cui interno si ha un feltro microgranulare irrisolvibile di colore verde e forse qualche piccolo individuo di biotite.

In GP 1345 invece si vede un alone pleocroico su clorite (grossomodo ovoidale di dimensioni prossime agli 0.2 millimetri), ora parzialmente occupato da un aggregato di piccolissimi granuli di epidoto.

7.2.3b Micascisti argentei a cianite: (GP 1280)

Sono rocce granolepidoblastiche dove la mica chiara, talvolta disposta in letti monomineralici, disegna pieghe anche serrate, con piani assiali all'incirca paralleli tra loro, comunque distribuite eterogeneamente nella sezione sottile. Proprio l'eterogeneità, sia nella distribuzione delle fasi mineralogiche, che nelle geometrie risultanti dai due eventi deformativi riconoscibili, è la caratteristica più saliente di queste rocce.

Conseguentemente la foliazione ha un'andamento piuttosto irregolare, mentre la grana delle fasi mineralogiche più abbondanti (il quarzo, la mica chiara e la clorite) è eterogranulare. Si possono riconoscere in quantità minori la cianite, la clinozoisite, il rutilo, l'apatite e lo zirconio. Il quarzo è presente sia in grossi blasti ameboidi con margini intergranulari digitati e di forma analoga a quelli già osservati all'interno dei metagraniti e in alcuni ortogneiss, sia di dimensioni minori, in blasti allungati e disposto tra i lepidoblasti di mica chiara, oppure ancora in piccoli blasti da poligonali ad ameboidi associato alla clorite.

La mica bianca, come già accennato, può dare luogo a pieghe poligonali, dove i lepidoblasti possiedono un'estinzione ondulata. Immersi nel quarzo possono trovarsi lepidoblasti di mica chiara paralleli all'asse del secondo evento plicativo.

La clorite è un termine magnesifero, dato il segno positivo

del suo allungamento e i colori di birifrangenza sul grigio-verde chiaro del I ordine. Essa si dispone anche parallelamente al piano definito dalla S2, più spesso però, è decussata, talora associata a quarzo a grana fine.

La cianite si trova in piccoli xenoblasti, quasi sempre glomeroblastici (Foto 61), nei siti strutturali propri delle fasi fillosilicatiche, **privi di una qualche orientazione preferenziale.**

La clinozoisite si trova con abito prismatico tozzo ma xenoblastica, il 2V è medio, il segno ottico negativo e il piano degli assi ottici parallelo all'allungamento, l'estinzione è ondulata e obliqua). Spesso si trova associata alla cianite, a volte localizzata nelle ombre di pressione date dalla fratturazione dei lepidoblasti di mica bianca.

La zoisite, che si differenzia dalla clinozoisite per il segno ottico positivo, e per l'abito leggermente più idiomorfo, si trova in un'aggregato criptocristallino ad alto rilievo e birifrangente ma irrisolvibile.

Il rutilo (alto rilievo, granoblastico e con colori di assorbimento rossastri se osservati con l'ausilio della lente convergente), si trova spesso come incluso di piccole dimensioni, raggiunge al massimo gli 0.5 millimetri quando all'interno di fasi fillosilicatiche.

L'apatite può essere facilmente distinta soprattutto per il suo aspetto cribroso se osservata in luce polarizzata, dato dalle inclusioni microgranulari irrisolvibili. Le sue dimensioni non raggiungono il millimetro, è piuttosto abbondante e si riconosce per la sua bassissima birifrangenza

(grigio del I ordine) ed il segno ottico uniassico negativo. Si conclude segnalando, all'interno di questa sezione, la presenza di una pseudomorfosi di forma irregolare e di piccole dimensioni, orlata da resti giallastri di probabili ossidi, e da un aggregato ad alto rilievo ed irrisolvibile. All'interno di questo dominio pseudomorfico si trova un aggregato a grana fine di mica chiara, clorite, rutilo aciculare ed una fase scheletrica ad alto rilievo e alta birifrangenza (probabilmente epidoto), che cresce pure all'esterno dell'aggregato pseudomorfico. Questa pseudomorfosi potrebbe essere avvenuta su un'originario pirosseno giadeitico. Tale possibilità è suggerita anche dalle trasformazioni della giadeite osservate in altre unità alpine, come ad esempio nella Zona Sesia.

7.2.3c Micascisti argentei a cloritoide magnesiaco:

(GP 1244, GP 1245, GP 1249,
GP 1254, GP 1291, GP 1306)

Questo primo gruppo di micascisti argentei a cloritoide è stato distinto per la composizione magnesiaca del cloritoide. Il cloritoide può presentarsi in grossi porfiroclasti scheletrici, immersi in una miscela fillosilicatica (a prevalente mica chiara su talco e clorite) con foliazione irregolarmente distribuita nella sezione sottile (GP 1245, GP 1249, GP 1244). Altrimenti il cloritoide, sempre con pleocrismo molto debole, può essere immerso in una matrice dove la quantità di clorite e di albite risulta maggiore (come accade nella roccia GP 1254 che è, tra questi "micascisti argentei", quella **maggiormente riequilibrata**). In dimensioni più piccole lo si può trovare in GP 1291 e GP 1306, dove il quarzo con la mica chiara sono le fasi più abbondanti.

E' quindi opportuno descrivere separatamente quelle sezioni con diverse caratteristiche microstrutturali, anche quando simili per quanto riguarda la mineralogia essenziale.

Nelle sezioni GP 1245, GP 1244, e GP 1249, oltre al cloritoide in grossi porfiroclasti si possono riconoscere la mica chiara la clorite, **il talco**, il rutilo, il quarzo, l'apatite, lo zirconio e l'epidoto talora allanitico.

Il cloritoide con rilievo medio-alto, colori di birifrangenza anomali, segno di allungamento negativo con una buona

sfaldatura parallela alla {001}, si osserva in grossi porfiroclasti da xenomorfi a scheletrici fratturati. Talora glomeroblastici, spesso geminati polisinteticamente.

Frequentemente ai suoi margini, vi sono orli coronitici dati da piccoli lepidoblasti di clorite magnesifera e di mica chiara, questi orli coronitici possono essere concentrici tra loro, con il più interno di clorite e il più esterno di mica chiara. I grossi porfiroclasti di cloritoide non risultano orientati preferenzialmente secondo alcuna direzione, fatto questo che suggerisce una reazione alla deformazione, da parte del cloritoide, di tipo fragile, ipotesi questa suffragata dalla presenza di fratture colmate dalla blastesi di mica chiara e clorite, dalla frequente estinzione ondulata a cui sono soggetti i clasti di cloritoide, e infine dai fenomeni di kink evidenti su alcuni di essi. Non così ha reagito la matrice fillosilicatica, che alla deformazione ha risposto in modo più duttile, viste le convoluzioni a cui è soggetta localmente la foliazione. All'interno del cloritoide possono esservi inclusi di rutilo, mica chiara, forse talco, apatite, zirconio e in GP 1244 epidoto. Tra gli xenoblasti è possibile osservare dei concrescimenti.

La mica chiara è stata riconosciuta in due generazioni diverse. La prima ha generato i lepidoblasti di maggiori dimensioni, con estinzione ondulata, fenomeni di kink e talora fratturati. Questa mica chiara (I) definisce la foliazione e mostra chiare evidenze di un'interferenza meccanica causata dai porfiroclasti di cloritoide, subita durante lo sviluppo della scistosità. Nei letti isorientati

inoltre, possono crescere, decussati rispetto alla foliazione, ancora altri lepidoblasti sempre delle stesse dimensioni medio-piccole. La seconda generazione di mica chiara (II) ha dato luogo agli aggregati di piccoli lepidoblasti micacei che crescono ai bordi e a volte all'interno del cloritoide, come prodotti della sua destabilizzazione.

Piccoli lepidoblasti di mica chiara (II) si possono trovare nelle ombre di pressione date dalla rotazione dei porfiroclasti di cloritoide (GP 1245), ma anche associati alla clorite per formare insieme dei domini diastiblastici.

In queste rocce si riconosce anche il talco, della cui presenza si può essere certi soltanto quando il lepidoblasto, con più alti colori di birifrangenza rispetto alla mica chiara e marcata variazione degli indici di rifrazione, sia a contatto con il quarzo, e ciò accade in GP 1245 e GP 1249).

Infatti un'indice di rifrazione del talco, seppure di poco, è inferiore a quelli del quarzo. Il talco è spesso associato alla mica chiara e contemporaneamente ad essa risulta deformato, così ora lo si osserva piegato, con estinzione ondulata e talvolta con kink bands al suo interno. Come accade per la mica bianca, può evidenziare segni di destabilizzazione a favore della clorite magnesifera, dato il suo segno di allungamento negativo, talora epitassiale su talco e mica chiara, sul cloritoide a formare orli coronitici, ma anche in lepidoblasti di maggiori dimensioni decussati rispetto alla foliazione.

Il quarzo è piuttosto raro, con estinzione ondulata lo si trova come incluso, ma più frequentemente come fase interstiziale.

Il rutilo raggiunge al massimo dimensioni di un millimetro (GP 1244, GP 1245), in xenoblasti, altrimenti in minuti granoblasti, talora aciculari, si dispone in allineamenti, specialmente nei porfiroclasti di cloritoide (GP 1249) che disegnano strutture di forma variabile ma che ricordano però quella di una fase prismatico tabulare (Foto 46, 47 e 48), talvolta piegata, di cui il rutilo potrebbe esserne il testimone relitto, essendovi stato incluso e/o smistato. Questa fase potrebbe essere la biotite (I) magmatica osservata all'interno dei metagraniti.

L'apatite (rilievo medio alto, bassissima birifrangenza e segno ottico negativo uniassico) è sempre presente e in GP 1245 raggiunge dimensioni di circa 3 millimetri, sempre presenti sono pure lo zirconio (rilievo molto alto e colori di birifrangenza del III ordine) e forse l'epidoto il cui rilievo rispetto allo zirconio è leggermente inferiore, come pure inferiori sono la birifrangenza, (con colori spesso "arlecchinati"); solo in GP 1244 è possibile notare il caratteristico pleocroismo su toni verdi. Nella stessa roccia si osserva pure la monazite (segno ottico negativo, colore di birifrangenza prossimo al giallo del I ordine, indici di rifrazione maggiori di quelli del cloritoide). Gli individui di questo minerale sono prismatico tozzi, talvolta geminati e zonati, immersi nella clorite dove provocano aloni pleocroici piuttosto evidenti.

Sempre nella sezione sottile GP 1244 si osservano xenoblasti di clinozoisite che si dispongono attorno ad un feltro irrisolvibile, con alto rilievo e colore verde, disposto a sua volta ad includere un'aggregato di albite, epidoto, clinozoisite e raro rutilo.

La roccia rappresentata da GP 1254 si discosta, per le sue caratteristiche microstrutturali dalle ultime tre rocce analizzate. Infatti in quest'ultima vi sono, più abbondanti, la clorite, sempre magnesifera, e l'albite, fatto questo che causa la mancanza di una foliazione ben definita, data la mancanza di isorientazione da parte di questi due minerali.

Il cloritoide presenta le stesse caratteristiche ottiche già descritte per le rocce GP 1244, GP 1245 e GP 1249, qui varia soltanto, diminuendo, la sua abbondanza. Infatti la fase più abbondante è la clorite e sono più frequenti i domini diastiblastici, nei quali possono trovarsi isolati dei lepidoblasti di mica chiara e talora di talco, che rispetto ai "micascisti argentei" a cloritoide precedenti, mostrano ancora una diminuzione della loro abbondanza.

Quantitativamente importante appare invece l'albite, interstiziale ed estremamente peciloblastica, con estinzione irregolare. Solitamente include mica chiara, opachi, quarzo, clorite e biotite, la si può osservare anche tra gli interstizi del cloritoide fratturato. La biotite, assente dal tipo di micascisti precedente, è sempre in piccolissimi lepidoblasti, spesso agglomerati attorno al rutilo e agli

opachi, che paiono catalizzare la sua blastesi. Sulla biotite talvolta può crescere la clorite epitassiale.

Il quarzo è di piccole dimensioni, con forme da interstiziali fino ad assumere contorni poligonali, con estinzione ondulata, è disperso irregolarmente tra i lepidoblasti micacei e cloritici.

Il rutilo è glomeroblastico e spesso viene ospitato all'interno di piccoli xenoblasti di opachi.

Piuttosto abbondante è anche qui, la presenza di monazite che provoca evidenti aloni pleocroici quando inclusa nella clorite.

Infine la tormalina è presente in un solo individuo xenomorfo di piccole dimensioni (riconoscibile come tale dato il colore di massimo assorbimento perpendicolare alla direzione di polarizzazione; il pleocroismo su toni giallo bruni suggerisce l'appartenenza di questo tipo di tormalina al termine schörlitico.

Si affronterà qui di seguito la descrizione del terzo gruppo di rocce (GP 1291, GP 1306), caratterizzate dalla presenza al loro interno di cloritoide con pleocroismo da debole a assente. Nel fare ciò bisogna constatare come la distribuzione di questo minerale sia estremamente eterogenea, come accade in GP 1306 dove è scarsissimo, mentre si può notare la consistente presenza di quarzo e mica chiara, tale da rendere la struttura della roccia granolepidoblastica, talvolta (GP 1291) con porfiroclasti di cloritoide. La foliazione appare sempre definita in modo piuttosto irregolare, dall'isorientazione della mica chiara, dal talco quando presente (GP 1306) e, specialmente in GP 1291, dall'orientazione dei domini lenticolari di quarzo.

Il quarzo può formare dei domini ameboidi (GP 1306) monocristallini fino a dimensioni dell'ordine dei 7-8 millimetri (Foto 50), dove il blasto mostra una forte estinzione ondulata, si possono avere anche angoli di rotazione del blasto di 31° per raggiungere l'estinzione nelle due parti diametralmente opposte di esso.

Ancora una volta questi domini ricordano quelli già osservati all'interno dei metagraniti e degli ortogneiss. All'interno di essi possono esservi inclusi di cloritoide, associato a clorite e mica chiara. Questi domini, con margini interlobati e poligonali, qualora si presentino di forma allungata, possono anche essere ruotati rispetto all'andamento della foliazione. Il quarzo può ancora presentarsi o in grossi domini costituiti da blasti interdigitati tra loro,

sempre con estinzione ondulata, oppure in domini lenticolari, generalmente disposti parallelamente alla foliazione.

La mica chiara, oltre ad avere spesso estinzione ondulata, si trova, specialmente in GP 1291, piegata da un evento deformativo di crenulazione, in pieghe aperte talora poligonali. L'asse di queste pieghe non è orientato in maniera univoca ma oscilla attorno una certa direzione; a questo si deve aggiungere la presenza di grossi lepidoblasti di mica chiara ruotati rispetto alla foliazione.

Proprio dall'analisi delle posizioni della mica chiara si osserva come la sezione GP 1991 abbia una foliazione più pervasiva e omogenea, mentre nella GP 1306, sia i porfiroclasti di cloritoide, sia i grossi domini di quarzo, oltre alle blastesi delle fasi avvenute in ambiente statico e presenti in entrambe le rocce, ostacolano lo svilupparsi di una foliazione di siffatte caratteristiche.

La mica chiara anche in questi due casi è presente in piccoli lepidoblasti generati in una seconda fase (mica chiara II), verosimilmente in ambiente statico. Infatti si trovano sempre ruotati rispetto alla foliazione, oppure come prodotto di destabilizzazione del cloritoide, in sottili orli coronitici.

La clorite è un termine magnesifero dato il suo segno di allungamento negativo, essa può contribuire alla costituzione dei suddetti orli. La clorite si trova anche localizzata nelle ombre di pressione date dalla fratturazione dei lepidoblasti di mica chiara, oppure su di essa epitassiale, sempre con una marcata estinzione ondulata e talvolta con

kink bands.

Il cloritoide nella sua varietà poco pleocroica, è porfiroclastico e ruotato rispetto alla foliazione, l'abito varia dallo xenoblastico allo scheletrico, a volte è fratturato. Spesso ha estinzione ondulata ed è geminato polisinteticamente, ai margini la sua destabilizzazione favorisce la blastesi di mica chiara e/o clorite (GP 1306) questo tipo di clorite può essere ferrifera.

Sempre nella stessa sezione può essere riconosciuto il talco, grazie ai valori di birifrangenza maggiori della mica chiara e alla forte variazione degli indici di rifrazione. Anch'esso mostra estinzione ondulata, ed è associato alla mica chiara (I) insieme alla quale è stato coinvolto nella deformazione. Talora è evidente la sua destabilizzazione a favore della clorite ferrifera.

Sia nel talco che nella mica chiara i granoblasti di rutilo possono formare degli allineamenti paralleli tra di loro, che tuttavia risultano discordi rispetto alla direzione individuata dalle lamelle che li ospitano. Questi allineamenti ricordano la forma delle biotiti I magmatiche osservate nei metagraniti, delle quali sono probabilmente i relitti microstrutturali.

Si riconoscono ancora apatite e zircone in quantità accessorie. Si segnala per finire la presenza in GP 1306 di una fase di forma prismatico tozza dalle dimensioni non superiori al decimo di millimetro, localizzata ai bordi del cloritoide e, rispetto ad esso, con indici di rifrazione maggiori, colore di birifrangenza bianco del I ordine ed

estinzione asimmetrica rispetto al suo asse maggiore (con angoli di 35° e 50°).

*non è ferro***7.2.3d Micascisti argentei a cloritoide ~~ferrifero~~:**

(GP 1258, GP 1284, GP 1285, GP 1290, GP 1292, GP 1294, GP 1298, GP 1299, GP 1305)

Le rocce qui di seguito descritte hanno in comune la presenza del cloritoide, che a differenza di quello già descritto precedentemente, mostra un pleocroismo da leggermente (GP 1299, GP 1305), a molto più accentuato ed è quindi una varietà più ferrifera.

Si osservano molte differenze nel fabric delle rocce componenti questo gruppo di "micascisti argentei". Infatti si possono avere rocce dove il cloritoide in grossi porfiroclasti (GP 1285, GP 1294, GP 1292, GP 1284) è immerso in una matrice a fillosilicati prevalenti, che sono nell'ordine: mica chiara, clorite e talco. Talora può esservi il granato (GP 1284, GP 1292) con piccole quantità di quarzo. Questo tipo di rocce sono caratterizzate dalla foliazione poco pervasiva, disturbata dalla presenza dei fenoclasti di cloritoide e a volte pure dal granato (GP 1284). Essa è continua solo in rari domini, spesso appare crenulata.

Le quantità di quarzo possono anche aumentare, e questo accade in GP 1305 e GP 1293, ancora con cloritoide porfiroclastico, ma senza aiutare l'anisotropia delle rocce, come accade invece in GP 1290 e GP 1298. In queste ultime due rocce il quarzo forma dei letti alternati a quelli composti da fillosilicati, mentre più raro risulta il cloritoide, talora associato a granato (GP 1298), e di dimensioni mediamente inferiori ai precedenti.

Aumentando ancora la quantità di quarzo, come succede in GP 1295 e GP 1258, la roccia risulta essere meno anisotropa, fatto questo imputabile alla successione di due eventi deformativi successivi (ben visibile in GP 1258, mentre in GP 1295 il taglio della sezione è stato eseguito vicino al piano assiale della piega), il secondo dei quali ha dato luogo ad una orientazione delle fasi inequidimensionali soltanto parziale.

Nel complesso questo gruppo di micascisti è costituito da: mica chiara, cloritoide, quarzo, clorite, talco (GP 1305, GP 1294, GP 1284), granato (GP 1295, GP 1298, GP 1292, GP 1284), albite (GP 1285, GP 1299), biotite (assente soltanto in GP 1299), zoisite e clinozoisite (GP 1295, GP 1290, GP 1258), soltanto clinozoisite (GP 1305), clinozoisite e epidoto (GP 1294, GP 1292) e solo epidoto in GP 1285. L'anfibolo è stato riconosciuto in GP 1295 e GP 1305. Sempre presenti l'apatite, il rutilo e lo zirconio, gli opachi sono assenti solo in GP 1284, GP 1290, GP 1294.

La mica chiara è sia isorientata a definire la foliazione, sia decussata; può aggregarsi in letti ad essa paralleli, quasi sempre con estinzione ondulata. A volte risulta piegata a causa dell'evento deformativo di crenulazione, con alcune pieghe poligonali. Si possono notare i segni della sua destabilizzazione in clorite, oppure la crescita di biotite sui suoi margini. Anche qui si distinguono due generazioni distinte di mica chiara, la prima ha prodotto lepidoblasti di dimensioni medio-grosse, la seconda ha dato luogo a

lepidoblasti minori, spesso prodotti della destabilizzazione del cloritoide insieme alla clorite.

Il cloritoide (piuttosto pleocroico con α =grigio-verde pallido, β =blu indaco, γ =da incolore a giallo pallido, spesso geminato polisinteticamente, buona sfaldatura parallela alla 001, alto rilievo e spesso con estinzione ondulata) si presenta xenomorfo o scheletrico, talvolta fratturato, spesso ospita come inclusi rutilo e/o opachi, ma in GP 1258 all'interno del cloritoide (con il pleocroismo più evidente tra quelli descritti fino ad ora), parallelamente alle tracce di geminazione vi sono delle forme lamellari pleocroiche su toni giallo-brunicci.

Laddove il cloritoide è più abbondante e di grosse dimensioni, possono essere osservati dei concrescimenti tra i diversi porfiroclasti (GP 1285). Molto raramente il cloritoide mostra un'orientazione preferenziale, solo quando di piccole dimensioni si può disporre parallelo alla foliazione (GP 1290, GP 1298).

Già si è detto dell'estrema variabilità nell'abbondanza del quarzo che è possibile trovare come fase interstiziale, in piccoli granuli da ameboidi a poligonali costituenti domini lenticolari nei quali possono essere ospitati grossi blasti di quarzo con estinzione fortemente ondulata (GP 1290), ma anche in aggregati eteroblastici se molto abbondante (GP 1305 e GP 1293). Infine il quarzo può costituire delle associazioni con piccoli lepidoblasti di clorite dove il esso appare interstiziale. A questi domini può essere associata anche l'albite, in piccoli xenoblasti pecilitici.

Tali associazioni non possiedono forme regolari e non appaiono orientate dimensionalmente.

La clorite è spesso un termine magnesifero, dato il segno del suo allungamento negativo, e oltre ad essere il prodotto della destabilizzazione del cloritoide, assume pure dimensioni maggiori e cresce epitassiale su biotite e mica chiara, presentando talvolta fenomeni di kink e estinzione ondulata; più frequentemente però la si trova decussata. Il termine ferriero (riconoscibile per il segno di allungamento positivo e i colori di birifrangenza sul grigio del I ordine o anomali) cresce più frequentemente sul granato e sulla biotite.

Il talco è stato riconosciuto in GP 1305, GP 1294 e GP 1284, grazie alla birifrangenza, solitamente più alta, ed alla maggiore variazione degli indici di rifrazione, rispetto alla mica chiara (I), alla quale pare associato e ad essa coevo; unica differenza microstrutturale tra queste due fasi è la maggior frequenza con la quale il talco subisce i fenomeni di kink.

Il granato raggiunge dimensioni considerevoli soltanto in GP 1298, dove è idioblastico con dimensioni prossime ai 2 millimetri, e in GP 1284 dove gli ipidioblasti fratturati raggiungono anche i 3 millimetri con alterazioni in mica chiara e clorite ferriera.

Altrimenti i piccoli blasti mostrano forme da xenoblastiche a ipidiomorfe, immersi nella matrice quarzosa, oppure avvolti dalla foliazione definita dalla mica chiara.

La biotite cresce in piccoli lepidoblasti decussati, oppure epitattici sulla mica chiara. Solitamente i colori di assorbimento non si discostano molto dai toni verdi.

I tre termini della famiglia degli epidoti sono spesso associati, specialmente per quanto riguarda zoisite e clinozoisite e clinozoisite e epidoto, frequentemente con passaggi graduali all'interno dello stesso blasto. Questi spesso sono xenomorfi, con zonature progressive dal nucleo alla periferia via via più ricche in clinozoisite, e nucleo zoisitico, o periferia di epidoto e nucleo di clinozoisite. In alcuni casi si è notata una fase di piccole dimensioni, con caratteristiche ottiche simili all'epidoto, che però provoca vistosi aloni pleocroici ai danni della clorite (GP 1290, GP 1284, GP 1258, GP 1299).

Gli opachi sono abbondanti soltanto in GP 1258 dove gli xenoblasti, ma si possono vedere anche delle forme lamellari, sono anche inclusi nel cloritoide. Alternativamente possono trovarsi associati al rutilo, di cui sembrano proprio essere il principale prodotto della destabilizzazione. Il rutilo con le lamelle di opachi, forma degli allineamenti nel cloritoide (GP 1258) e nel quarzo (GP 1295). Questi allineamenti potrebbero essere il relitto microstrutturale delle biotiti (I) magmatiche, già descritte nei metagraniti.

Nella sezione sottile GP 1305 si trovano delle pseudomorfosi piuttosto grosse (circa 4 millimetri) e di forma irregolare, alla periferia delle quali si ha clorite magnesifera, biotite verde, quarzo e probabilmente albite e apatite. La pseudomorfosi è costituita da un microaggregato simplectitico

(Foto 63 e 64) irrisolvibile, costituito da due fasi, una con indici di rifrazione maggiori (mica chiara ?), l'altra con indici minori (albite ?). Queste pseudomorfosi, sono quindi state sede di blastesi di piccoli lepidoblasti di clorite, a volte di albite e forse anche di quarzo. Sempre nei pressi di queste pseudomorfosi si scorge un anfibolo a grana finissima con un c/γ di circa 26° , pleocroismo su toni verde mela (probabilmente ricco in calcio).

Nella roccia GP 1295 si è riconosciuto un'anfibolo scheletrico e relitto, questo dovrebbe essere un'anfibolo sodico-calcico, dato il pleocroismo azzurrastro del feltro relitto. Questo minerale è anche neoblastico, spesso associato a minute fasce di biotite, distinto per il c/γ di circa 10° ed il pleocroismo su toni verdi.

E' sempre presente l'apatite, talvolta si riconosce lo zircone (GP 1258, GP 1299, GP, 1285, GP 1292, GP 1284, GP 1290, GP 1294) per l'allungamento positivo, la sua forma talora idrioblastica, l'altissimo rilievo, i colori di birirfrangenza alti e gli orli pleocroici provocati sulla clorite.

7.2.3e Micascisti argentei a cloritoide e cianite:

(GP 1246, GP 1247, GP 1251, GP 1269,
GP 1272, GP 1291, GP 1296, GP 1302,
GP 1307, GP 1346,)

Per concludere la rassegna di "micascisti argentei", si descrivono quelle rocce che sono state interessate dalla blastesi sia di cloritoide e sia di cianite. Questi "micascisti argentei" a cloritoide e cianite mostrano generalmente due tipi di strutture di cui la prima è quella lepidoblastica (GP 1246, GP 1247, GP 1269, GP 1302, GP 1296), in cui la foliazione, definita principalmente dall'isorientazione di mica chiara e talco, si vede spesso crenulata ed eterogeneamente distribuita nella sezione (Foto 60), anche a causa dei grossi porfiroclasti di cloritoide. Questi porfiroclasti (fatta eccezione per GP 1296 e GP 1302, dove sono più rari e ormai dei relitti scheletrici) risultano ruotati rispetto alla direzione generale dell'anisotropia della roccia (Foto 51 e 52). Il secondo tipo di struttura è caratterizzato da una maggiore presenza del quarzo, così da rendere la roccia granolepidoblastica (GP 1251, GP 1272, GP 1307, GP 1346), con foliazione non molto sviluppata e porfiroclasti di cloritoide.

La quantità relativa delle fasi fillosilicatiche può variare, specialmente per quanto riguarda la mica chiara e la clorite magnesifera (allungamento negativo e pleocroismo da debole a assente), la prima definisce la foliazione, anche in letti piuttosto potenti e crenulati, la seconda si trova epitattica sulla mica chiara e sul talco (presente in GP 1307 GP 1269,

GP 1302, con le stesse caratteristiche microstrutturali della mica bianca, ma anche qui da essa differenziabile per la più forte variazione dei suoi indici di rifrazione, di cui uno inferiore a quello del quarzo). Mica chiara e clorite possono pure essere decussate. La mica chiara e la clorite sono quindi cresciute durante una seconda generazione, in individui molto più piccoli ai precedenti, spesso come prodotti di destabilizzazione del cloritoide, sul quale spesso cresce una clorite più ricca in ferro, dato il suo segno di allungamento positivo ed il colore di assorbimento più verde. Anche in queste rocce sono frequenti i fenomeni di kink e le risposte alla deformazione di tipo duttile, specialmente della mica chiara, i cui lepidoblasti possono piegarsi senza fratturarsi fino a formare angoli acuti di 72° (GP 1307) e, associata a talco, di 60° (GP 1269).

Il cloritoide in questo gruppo di "micascisti argentei" si presenta con un pleocroismo piuttosto debole (α =grigio molto tenue, β =grigio bluastro, γ =da incolore a blu pallido) e a volte assente, geminato polisinteticamente e con estinzione ondulata, da xenomorfo a scheletrico, spesso fratturato. Proprio negli interstizi di queste fratture, o ai bordi del cloritoide, può trovarsi la cianite (Foto 1246, 1247 e 1272), in piccolissimi xenoblasti riconoscibili per l'allungamento positivo, l'alto rilievo e per i due sistemi di sfaldatura pressochè perpendicolari. A volte il cloritoide può essere quasi completamente destabilizzato per lasciare spazio alla clorite (allungamento negativo, colore di birifrangenza

grigio e incolore al solo polarizzatore). In questi siti si può vedere la cianite in xenoblasti scheletrici (GP 1302, GP 1247, GP 1296).

Il quarzo è soggetto a notevoli variazioni nella sua abbondanza, così può essere interstiziale e raro, oppure formare domini dove si possono individuare grossi blasti (fino a 7-8 millimetri) con una forte estinzione ondulata e margini interdigitati con blasti sempre di quarzo ma notevolmente più piccoli, qualora si trovi in quantità abbondanti. Ancora una volta val la pena ricordare l'analogia di questi domini con quelli osservati all'interno dei metagraniti e in alcuni ortogneiss.

Il granato è presente con un blasto xenomorfo in GP 1251, cloritizzato ai suoi margini.

In quantità accessorie sono presenti l'apatite, il rutilo, che talora è associato ad opachi di piccole dimensioni. Può scorgersi la biotite in forma di un piccolo lepidoblasto incluso nell'apatite in GP 1272, l'apatite a volte è anche fratturata. Si ha clorite ossidata, spesso ai margini del cloritoide, in GP 1247. E' stato riconosciuto lo zircone, ad eccezione delle rocce GP 1307 e GP 1247, mentre probabilmente è monazite la fase presente in GP 1247, GP 1246 e GP 1296; essa provoca orli pleocroici molto marcati all'interno della clorite, ha un alto rilievo, è biassica, con 2V piccolo e segno ottico negativo, si misura un'angolo di estinzione di 10° e, quando ipidiomorfa, le si riconosce un'abito prismatico tozzo.

In GP 1247 si osservano piccoli prismi incolore con colore di

birifrangenza sul grigio del I ordine, rilievo maggiore della cianite, privi di sfaldature e con estinzione obliqua, i quali crescono sulla cianite e sul cloritoide. Da segnalare infine che il rutilo, in prismi allungati di piccole dimensioni, si dispone anche in allineamenti all'interno del cloritoide, che talora possono continuare per brevi tratti, eventualmente disegnando delle curve, anche al suo esterno, ricordando così le strutture lasciate dalla biotite I magmatica osservata nei metagraniti.

7.2.3f Inclusi nei micascisti argentei:

Fels a clorite: (GP 1266)

Rocce omogenee e isotrope, esclusivamente costituite da clorite (allungamento negativo, con colori di assorbimento piuttosto verdi e leggermente pleocroica) magnesio ferrifera. I lepidoblasti si dispongono in domini a covone privi di una orientazione dimensionale e con estinzione ondulata. I margini tra i vari domini, equidimensionali e sempre inferiori al millimetro, sono spesso evidenziati dalla presenza di alterazioni di colore verde-bruno, talora opache. All'interno dei lepidoblasti possono essere individuate finissime dispersioni di opachi microgranulari.

7.2.4 Inclusi nei metagraniti

7.2.4a Fels a quarzo, albite e due miche: (GP 1262,
GP 1274)

Sono rocce a struttura isotropa, data dall'assenza di isorientazione anche delle fasi più inequidimensionali, caratterizzate dalla presenza di un fine aggregato (finissimo in GP 1274) di mica chiara, albite, biotite, titanite e zoisite, in cui sono immersi blasti, solitamente ameboidi e con dimensioni maggiori rispetto alla media dell'aggregato, di quarzo, albite e, in GP 1262, microclinpertite. L'indice di colore varia tra il 25 e il 30. La differenza microstrutturale tra i due inclusi è relativo alla grana, più fine in GP 1274. Mineralogicamente si ha: quarzo, biotite, albite, sericite e zoisite, microclinpertite (GP 1262), titanite, granato (GP 1262), opachi, mica bianca e zirconio. Specialmente nella roccia GP 1262, si osserva come albite, sericite e zoisite, possano rappresentare i prodotti saussuritici di un plagioclasio ora non più riconoscibile se non dalla sua forma relitta. Invece nella GP 1274 si osserva il contatto tra l'incluso e il granito incassante, caratterizzato da un brusco aumento della grana al passaggio tra il primo ed il secondo.

Il quarzo talvolta mostra di essere stato ricristallizzato in più granuli di dimensioni minori (lo suggerisce l'estinzione omogenea di taluni agglomerati di subgranuli) che ora si presentano immersi in un aggregato di albite, biotite e

sericite. Nei blasti maggiori il quarzo ha sempre estinzione ondulata.

La biotite è riconoscibile come prodotto di due generazioni diverse; la prima (I), verosimilmente magmatica, ha dato luogo ai lepidoblasti di maggiori dimensioni (1 millimetro circa in GP 1262, 0.5 millimetri in GP 1274) spesso glomeroblastici e orlati da aggregati finissimi di titanite e a volte opachi, che possono essere in essa inclusi. La seconda generazione di biotite (II), ha prodotto, durante il metamorfismo, i piccoli lepidoblasti visibili in associazione con albite, sericite e zoisite, cioè con i prodotti saussuritici, ma pure come aggregato microgranulare disposto interstizialmente tra le fasi rimaste maggiormente preservate dai cambiamenti mineralogico-strutturali apportati dal metamorfismo (come il quarzo, la biotite I e il microclino). In GP 1262 si nota come la biotite I sia stata destabilizzata per lasciare spazio ad un'aggregato di titanite, su mica chiara.

Mica chiara, che oltre ad essere presente come sericite di piccolissime dimensioni, è visibile in lepidoblasti maggiori, solo come fase di sostituzione della biotite I.

L'albite è sempre peciloblastica e ospita al suo interno biotite II, zoisite e sericite, talvolta è ricristallizzata in granuli di dimensioni minori, sia interstiziale, sia in forme, seppur irregolari, che testimoniano la presenza di una fase ora pseudomorfosata (il plagioclasio). Appunto in questo sito è più frequente trovare la zoisite, sempre di dimensioni molto piccole, spesso in piccoli blasti di forma prismatico

allungata, riconoscibili per l'assenza di pleocroismo, bassa birifrangenza (grigio I ordine) e alto rilievo (circa 1.7).

Il microclino è stato riconosciuto in GP 1262 (geminazione polisintetica di tipo tartan, rilievo inferiore all'albite e segno ottico negativo), in forma di fenoclasti (comunque mai superiori ai 2 millimetri), con al loro interno smistamenti pertitici e spesso orlati da albite interstiziale.

Gli opachi sono quasi sempre il prodotto di uno smistamento da parte della titanite, dentro la quale si trovano.

Il granato (solo in GP 1262) lo si può trovare all'interno dell'albite, a forma di piccoli xenoblasti di aspetto cribroso al solo polarizzatore, a causa di un feltro finissimo e irrisolvibile, presente al loro interno.

Lo zircone si evidenzia (soprattutto in GP 1262) per gli orli pleocroici provocati all'interno della biotite I (oltre che per un altissimo rilievo e colori di birifrangenza del III ordine) dove si trova come incluso di piccole dimensioni.

7.2.4b Gneiss a due miche e clinozoisite: (GP 1358)

Roccia a grana fine con foliazione piuttosto pervasiva, grossi porfiroblasti di quarzo, in contatto con il metagranito. Mineralogicamente risulta caratterizzata da: quarzo, albite, mica chiara, biotite, clinozoisite, titanite, rutilo apatite, opachi e zircone. L'indice di colore m' è compreso tra i valori di 25 e 30. Il quarzo è a grana fine, da ameboidi a poligonale, a volte anche di grosse dimensioni con margini interdigitati con granuli di dimensioni minori ma con orientazione ottica molto simile. Questi fenoblasti risultano avvolti dalla foliazione. Il quarzo di dimensioni minori è disposto nella roccia abbastanza omogeneamente, talora con orientazione dimensionale parallela alla foliazione e ad esso spesso è associata l'albite, talvolta distinguibile per la sua geminazione polisintetica e comunque con indici di rifrazione minori del quarzo. Le dimensioni dell'albite non superano mai di molto quelle del quarzo a grana fine e spesso ospitano al loro interno lamelle di mica chiara, ma anche un feltro di sericite. Si segnala la concentrazione dell'albite in un letto parallelo alla foliazione e con potenza di circa un millimetro.

La mica chiara e la biotite sono di piccole dimensioni, soprattutto la mica chiara definisce la foliazione, quindi sono anche presenti lepidoblasti decussati, specialmente di biotite, che almeno in parte cresce epitattica sulla mica chiara, rispetto alla quale è quantitativamente superiore.

Qualora la biotite assuma dimensioni maggiori, come accade nei pressi del contatto con il metagranito, le inclusioni di titanite al suo interno sono molto frequenti.

La clinozoisite (indice di rifrazione intorno a 1.7, colori di birifrangenza prossimi al giallo del I ordine, estinzione obliqua, piano degli assi ottici perpendicolare all'allungamento, segno ottico positivo) è xenoblastica e di piccole dimensioni, può contenere titanite e pare essere ruotata rispetto alla foliazione.

La titanite è granoblastica, contenuta soprattutto nelle fasi lepidoblastiche. Il rutilo, è granoblastico e allineato lungo la foliazione.

Gli opachi sono xenomorfi, solitamente di forma ameboide e, se osservati con l'ausilio della lente convergente, si rivelano rossastri.

Lo zircone è di piccole dimensioni, ha abito prismatico colonnare, estinzione retta, allungamento positivo, birifrangenza con colori del III ordine e altissimo rilievo.

7.2.5 Meta-apliti: (GP 1263, GP 1339)

sono rocce isotrope a grana medio-grossa con grossi porfiroclasti di feldspato alcalino e plagioclasio completamente saussuritizzato (i cui prodotti sono albite, mica chiara, zoisite), quarzo, biotite, mica chiara, titanite, granato, opachi e zircone. L'indice di colore varia dal 4-5 della roccia GP 1263, allo 0 della roccia GP 1339.

Il feldspato alcalino è pertitico, sovente in grossi fenoclasti da idiomorfi a subidiomorfi, possono contenere relitti di plagioclasio saussuritico, a volte con orli di quarzo e/o albite. Possono anche includere lepidoblasti di medie dimensioni di biotite e mica chiara, ai loro margini si possono anche osservare strutture granofiriche. Proprio all'interno del feldspato si ritrova la situazione già osservata nei micascisti argentei e negli ortogneiss, cioè si vede la titanite, derivata dalla originaria biotite magmatica, a volte ancora presente in piccoli relitti, che di quest'ultima disegna, con la sua disposizione, l'originaria forma lamellare. Ad essa può esservi associata anche la zoisite. I grossi clasti di feldspato sono talvolta geminati secondo la legge Carlsbad, mentre quelli con dimensioni minori formano interdigitazioni poligonali con il quarzo. Il sito, prima occupato dal plagioclasio, ora è sede di un fine aggregato composto da albite, zoisite e mica chiara. Dove in questo aggregato sia particolarmente abbondante la mica chiara, vi si può trovare anche il

granato, con abito arrotondato, in questa anche incluso.

Il quarzo, rispetto alle fasi o ai domini sopra descritti, appare maggiormente interstiziale, in piccoli individui con estinzione ondulata e tra loro interlobati, oppure lo si trova come incluso nelle fasi precedenti.

La biotite presenta interessanti strutture, date dalla sua destabilizzazione, queste si localizzano sia nel feldspato alcalino (per il quale sono già state descritte), nel plagioclasio oppure al di fuori di essi, dove vi è un grado minore di conservazione della biotite I. Frequenti sono gli inclusi di zircone, meno lo sono quelli di apatite e zoisite. Sulla biotite I si trova anche mica chiara, epitassiale e non.

La mica chiara è stata generata in due eventi successivi, il primo magmatico, a cui si deve la blastesi dei lepidoblasti di maggiori dimensioni inclusi nel feldspato alcalino. Il secondo, metamorfico, che ha consentito la blastesi dei piccoli lepidoblasti, differenti dai primi, oltre che per le loro più piccole dimensioni, anche anche nei colori di birifrangenza più bassi, infatti la mica chiara II arriva al massimo a colori confrontabili con il giallo del I ordine, quando è associata all'albite. Inoltre la mica chiara II è uno dei prodotti saussuritici associata all'albite e alla zoisite.

La titanite oltre ad essere il prodotto della destabilizzazione della biotite, si trova anche in granoblasti di dimensioni maggiori, talora con smistamenti interni di opachi.

Il granato è sempre in piccoli blasti arrotondati, all'interno dei siti strutturali dell'ex plagioclasio, sulla mica chiara e preferenzialmente nelle adiacenze della biotite.

L'aplite rappresentata dalla sezione sottile GP 1339 è a struttura granoblastica, eteroblastica e debolmente foliata, percorsa da letti di quarzo, nei pressi dei quali, ma anche al loro interno, vi sono lepidoblasti di mica chiara di medie dimensioni (al massimo 3.5-4 millimetri). Le fasi mineralogiche sono quarzo, albite, ortoclasio mica chiara, granato, apatite e opachi.

Il quarzo ha sempre estinzione ondulata, sovente è incluso nelle altre fasi sialiche quali l'albite o l'ortoclasio (2V piccolo, segno ottico negativo e rilievo inferiore all'albite), oppure ad essi appare associato, per formare una miscela, quasi completamente formata da queste tre fasi. L'albite e l'ortoclasio non hanno una orientazione dimensionale preferenziale, cosa che invece accade per il quarzo, che denota anche una buona ^{is}orientazione cristallografica. Il quarzo forma letti che percorrono in modo irregolare la sezione.

L'albite (2V medio, segno ottico positivo, rilievo minore del quarzo e maggiore dell'ortoclasio, talvolta geminata polisinteticamente secondo la legge albite con angoli di estinzione delle lamelle di 17°) è glomeropeciloblastica, con inclusi di quarzo e mica bianca. Può anche avere forma

interlobata oppure interstiziale.

La mica chiara si trova in piccoli lepidoblasti, come incluso nell'albite, e con dimensioni leggermente superiori, al di fuori di esse. Solo raramente costituisce dei letti dove i piccoli lepidoblasti hanno un'orientazione preferenziale, e comunque per brevi tratti della sezione. Nei pressi dei letti di quarzo si localizzano i lepidoblasti più grossi che hanno una evidente estinzione ondulata e sono anche ruotati rispetto alla foliazione. Il granato è di piccole dimensioni, xenomorfo e peciloblastico (include il quarzo), si localizza nei letti di quarzo. Frequenti i granoblasti di apatite, dispersi omogeneamente nella sezione, come pure accade per gli opachi in forma di piccoli xenoblasti ameboidi.

7.2.6a Vene a cloritoide: (GP 1255)

Queste rocce sono composte da grossi porfiroblasti di cloritoide fortemente addensati tra di loro, con interstizi occupati da clorite e mica chiara, in quantità minori da rutilo, opachi, talco, zirconio, biotite e allanite.

Il cloritoide è di grosse dimensioni e forma un aggregato di cristalli prismatico tabulari, con grosse inclusioni di rutilo, talora allineate tra loro, più spesso granoblastico, ma anche in forme aciculari. Caratteristica del cloritoide è il suo forte pleocroismo (α =grigio-verde, β =blu-grigio, γ =incolore-verdino); il 2V è medio e il segno ottico è positivo. I porfiroblasti di cloritoide possono essere concresciuti tra loro, molto spesso hanno estinzione ondulata, sono geminati polisinteticamente e sono fratturati. Anche in questa roccia si notano, nella mica chiara, degli allineamenti più o meno regolari, formati da opachi e rutilo. La mica chiara cresce sui margini del cloritoide, come sembra fare anche il talco. Questo dominio a prevalente cloritoide è percorso da una sottile vena di clorite (allungamento negativo, con colori di assorbimento verdi e pleocroica) magnesio-ferrifera che si dispone in maniera diablastica. In essa sono immersi molti xenoblasti di opachi, allanite, rutilo, biotite verde, mica chiara, e clorite ossidata. All'interno di questa vena si trovano domini di piccole dimensioni composti da un aggregato a grana fine e isotropo di: mica chiara, albite clorite magnesifera, biotite, quarzo,

apatite e opachi, in ordine di abbondanza decrescente.

Localmente ci può essere un'aumento della grana, fatto di cui è responsabile la mica chiara, che altrimenti si vede in minuscoli lepidoblasti disposti tra l'albite, che è spesso interstiziale. Dove la mica chiara raggiunge le dimensioni maggiori, essa può avere un leggero pleocroismo sul verde, quindi mostrare ai suoi margini, segni di destabilizzazione al contatto con l'albite. Talvolta la mica chiara mostra una destabilizzazione per dare biotite e clorite, quest'ultima molto più frequente.

Si osserva infine, il probabile relitto di una pseudomorfosi, riconoscibile per la forma a tratti regolare dell'aggregato, avvenuta ai danni di un probabile feldspato, che ha prodotto albite e mica chiara. Gli opachi sono di forme da ameboidi a scheletriche, piuttosto abbondanti ed immersi nel fine aggregato di fillosilicati, ove il quarzo compare come fase interstiziale.

7.2.6b Vene a clorite e porfiroclasti
di cloritoide: (GP 1286)

Sono rocce a struttura lepidoblastica con porfiroclasti di cloritoide, talora scheletrico, con pseudomorfosi, dalla cui forma e qualche relitto di granato e cloritoide, si può risalire alle fasi originarie.

La foliazione è data dall'isorientazione della clorite.

Le fasi in ordine di abbondanza decrescente sono: clorite, cloritoide, mica chiara, quarzo, rutilo, granato, zirconio, epidoto e monazite.

La clorite è un termine magnesio ferrifero, con segno di allungamento negativo, colore di assorbimento verde e pleocroismo debole. Di solito in lepidoblasti di dimensioni medio-piccole piegati e talora con delle kink bands al loro interno. Generalmente sono allungati a definire la foliazione che avvolge anche i porfiroclasti di cloritoide e le pseudomorfosi su granato e cloritoide. Vi sono letti, paralleli alla foliazione dove la clorite è a grana più fine e isorientata in misura minore che nel resto della roccia. Sono comunque diffusi i lepidoblasti ruotati rispetto alla foliazione che risulta crenulata. Gli assi delle pieghe di crenulazione sono pressochè perpendicolari alla direzione della foliazione.

Il cloritoide è piuttosto pleocroico (α =grigio, β =grigio bluastrò, γ =da incolore a blu chiaro) e quindi ferrifero, porfiroclastico e ruotato rispetto alla foliazione. E' sempre accompagnato da una corona di mica chiara, prodotta dalla sua

destabilizzazione, che talvolta porta il cloritoide ad assumere un abito scheletrico (Foto 62). Frequenti glomeroclasti variamente orientati e forse riequilibrati, geminato polisinteticamente, con estinzione ondulata e fratturato. Piccoli clasti di cloritoide possono trovarsi negli interstizi delle fratture dei porfiroclasti di cloritoide insieme alla clorite.

Il quarzo si trova in plaghe di medie dimensioni (2 millimetri), in domini lenticolari e allungati parallelamente alla foliazione, oppure interstiziale nelle ombre di pressione provocate dai porfiroclasti di cloritoide e da quelli di granato, ora profondamente corrosi. Le pseudomorfosi sul granato hanno forme idiomorfiche e sono costituite da mica chiara e scarsa clorite. La loro forma prova quindi che il fenomeno pseudomorfico ha avuto luogo in una fase postcinematica, come pure deve essere avvenuto per le pseudomorfosi più piccole sul cloritoide, riconoscibili per la loro forma più allungata e per i relitti di cloritoide quasi sempre presenti al loro interno.

Il rutilo è granoblastico e raggiunge al massimo il millimetro.

Si è determinata la presenza della monazite, visti gli evidenti orli pleocroici provocati sulla clorite, l'allungamento negativo, gli indici di rifrazione confrontabili con quelli di un epidoto, l'estinzione obliqua e la bassa birifrangenza a causa del fenomeno metamittico. Infine si è riconosciuto lo zircone, che, rispetto alla

monazite, provoca sulla clorite (ove entrambi sono inclusi) orli pleocroici meno marcati, ha colori di birifrangenza più alti e rilievo maggiore.

7.2.7 Vene a quarzo, cloritoide, zoisite e mica chiara:
(GP 1257)

Anche alla scala microscopica si riconosce l'andamento di una piega, sottolineata dalla disposizione allineata, e quindi ripiegata, del cloritoide e della zoisite, immersi in un'aggregato eterogranulare di quarzo. Nel complesso la struttura della roccia è granoblastica, con una leggera differenziazione tra le fasi maggiormente porfiroblastiche (cloritoide e zoisite), e il quarzo. In quantità minori si hanno rutilo, clorite e apatite.

Il quarzo ha sempre estinzione ondulata ed è eteroblastico; più frequentemente lo si trova in grossi granuli ameboidi, con bordi interlobati, altrimenti interstiziale tra la zoisite, il cloritoide e la mica chiara. Può concentrarsi in letti monofasici che disegnano una piega, già visibile mesoscopicamente.

Il cloritoide ha un 2V medio-piccolo e un segno ottico positivo, è piuttosto pleocroico e può includere il quarzo, in piccoli clasti arrotondati, la mica bianca, ma più spesso ospita rutilo granoblastico, talora glomeroblastico e allungato parallelamente alla Se. Del rutilo si riconosce anche la varietà aciculare. Ci sono poi dei concrescimenti, sia tra la zoisite e il cloritoide, sia tra xenoblasti di cloritoide. Il cloritoide può essere peciloblastico, le sue dimensioni generalmente sono vicine al millimetro, solo raramente raggiunge i 2 millimetri. Mostra segni di destabilizzazione in clorite ricca in magnesio (allungamento

negativo) e mica chiara. Localmente i prismi più allungati possono essere isorientati, tuttavia non è questa la causa della foliazione, data piuttosto dalla leggera differenziazione, la quale porta il cloritoide a disporsi in piccoli domini irregolari e allungati, che alternati a quelli ricchi di quarzo, creano una struttura a bande appena accennata e ripiegata.

La zoisite è xenomorfa e talora pecilitica (estinzione retta, indici di rifrazione attorno all'1,7, 2V pseudouniassico e segno ottico positivo), a volte è zonata, con nucleo a birifrangenza anomala e colori bluastri "elettrici" e periferia con colore grigio del I ordine. Anche la zoisite, sebbene più rara rispetto al cloritoide e più piccola, contribuisce alla formazione della struttura a bande appena descritta. I peciloblasti contengono mica chiara e quarzo.

La mica chiara, oltre che come inclusione, la si trova in lepidoblasti di dimensioni maggiori immersi nel quarzo, con estinzione piuttosto omogenea e priva di un'orientazione preferenziale.

7.2.8 Vene di quarzo: (GP 1273)

La roccia rappresentata in questa sezione sottile viene suddivisa in due domini. Il primo costituito prevalentemente da quarzo (si tratta della vena), il secondo costituito da uno gneiss a grana fine (la roccia incassante). Alla scala microscopica questa roccia non mostra, a parte una orientazione dimensionale del quarzo, segni particolari di foliazione o lineazione, nel complesso la si potrebbe definire a struttura granoblastica, sebbene sia meglio suddividerla nei due domini, diversi anche per composizione mineralogica. Già alla scala mesoscopica questi mostravano chiaramente di aver reagito alla deformazione, con un comportamento duttile, inoltre è possibile dire (grazie alle forme cuspidate dei margini tra i due domini) che il livello gneissico aveva, durante la deformazione, un grado di competenza minore, rispetto al livello di quarzo.

Nel dominio costituito prevalentemente da quarzo, questo è eteroblastico, con forme da ameboidi a interdigitate e con estinzione ondulata. In questa massa quarzosa si possono trovare piccoli lepidoblasti di biotite con evidenti segni di cloritizzazione (la clorite è un termine magnesiaco dato il suo segno di allungamento positivo). Altri lepidoblasti biotitici possono segregare opachi, titanite e probabilmente anche rutilo, in posizioni mimetiche rispetto alle sfaldature parallele alla {001} della biotite.

Gli opachi sono presenti sia come dispersioni finissime, sia

in piccoli blasti ameboidi.

Tra il quarzo vi possono essere peciloblasti xenomorfi di albite, contenenti zoisite, mica bianca e quarzo. Questi domini si evidenziano al solo polarizzatore, per una presenza più copiosa di opachi finissimi, rispetto ai domini quarzosi. Nel quarzo trova anche posto qualche lepidoblasto di clorite magnesifera (segno ottico positivo e 2V pseudo-uniaassico).

7.3 Rocce carbonatiche mesozoiche (Copertura scollata del Gran Paradiso)

7.3.1 Marmi a mica chiara e clorite: (GP 1350)

Sono rocce piuttosto omogenee a struttura granoblastica, costituite quasi completamente da carbonato di calcio. Il carbonato, nella maggior parte della sezione è di forma poligonale, talora ameboide e tendente all'omeoblastico. In quantità notevolmente minori rispetto al carbonato si hanno: mica chiara, clorite, titanite, opachi, quarzo, anfibolo e zoisite.

Il carbonato di calcio è uniassico negativo, mostra una forte variazione degli indici di rifrazione, con $\epsilon < \text{del balsamo}$ e $\omega > \text{del balsamo}$.

La mica chiara è ipidiomorfa con estinzione retta, immersa nella matrice carbonatica e associata anche con la clorite.

L'anfibolo lo si trova quasi sempre in sezione basale, quindi è probabilmente isorientato a definire una lineazione. I suoi indici sono uno maggiore di 1.486, l'altro minore o uguale a 1.658, il 2V è alto e il segno ottico negativo. Il pleocroismo, è assente e risulta privo di colori di assorbimento, si misura un c/γ di 4° e la birifrangenza arriva al rosso del I ordine. Probabilmente si tratta di un anfibolo tremolitico.

La clorite ha allungamento negativo, è incolore, mostra un'estinzione ondulata e non è isorientata secondo qualche direzione.

Si è individuato un blasto scheletrico di zoisite (biassico negativo con estinzione retta e bassissima birifrangenza: grigio del I ordine, oltre ad un rilievo medio alto) avvolto dalla clorite e dalla mica chiara.

Gli opachi hanno abito arrotondato e sono immersi nel carbonato, se osservati in luce convergente mostrano un'alterazione rossastra specialmente ai loro margini; probabilmente si tratta di ematite.

La titanite può essere idioblastica, con la sua tipica forma a losanga, immersa nel carbonato oppure inclusa nella mica chiara.

Il quarzo è perlopiù interstiziale.

7.3.2 Fels a carbonato di calcio, anfibolo (tremolite), quarzo e albite: (GP 1329)

La sezione rappresentativa di questo litotipo è parzialmente occupata da una vena di quarzo, dove esso si trova eterogranulare, anche di grosse dimensioni, con forte estinzione ondulata e margini lobati.

La roccia è isotropa, granonematoblastica e eteroblastica, in essa, oltre a carbonato di calcio, tremolite, quarzo e albite, si hanno, in quantità minori: clorite, opachi, zoisite, titanite, mica chiara e apatite.

Il carbonato di calcio è xenoblastico e pecilitico (include albite, anfibolo e quarzo), talora in glomeroblasti e anche in domini a solo carbonato.

L'anfibolo è eterogranulare, raggiunge dimensioni massime di 6 millimetri in forma di nematoblasti da xenomorfi a scheletrici. E' biassico negativo con 2V alto, il suo c/ γ si aggira sui 17°, è leggermente pleocroico su toni che vanno dall'incolore (α) al verde pallido (β), al verde-azzurro molto tenue (γ). I colori di birifrangenza arrivano al massimo al blu del II ordine. Si tratta probabilmente di un termine tremolitico che mostra, qualora siano visibili le sezioni basali, delle zonature che tuttavia non sembrano significare un allontanamento composizionale apprezzabile dal termine tremolitico.

L'albite è peciloblastica, con estinzione piuttosto ondulata, mentre il quarzo, oltre ad essere presente nella vena, lo si ritrova come incluso nell'albite e in granuli da arrotondati

ad interdigitati, con estinzione ondulata.

La clorite è un termine di magnesio (allungamento negativo) e la si osserva sia immersa nei domini di quarzo, sia in piccoli letti di sola clorite, in cui i lepidoblasti hanno una apprezzabile estinzione ondulata.

Gli opachi generalmente sono xenoblastici, tuttavia non mancano forme prismatico lamellari, specialmente abbondanti nelle vene di quarzo associati ad anfibolo, carbonato di calcio e titanite. In questi casi possono raggiungere le loro dimensioni massime (0.6 millimetri), e possono essere osservati orli di alterazione rossastri specialmente ai loro margini.

La zoisite ha abito scheletrico e bassa birifrangenza (grigio del I ordine) e i suoi interstizi sono colmati dalla clorite. La titanite è xenoblastica, come pure la rara mica chiara, che può essere contenuta nell'anfibolo e nell'albite.

7.3.3 Scisti carbonatici a quarzo e mica chiara (GP 1326, GP 1327, GP 1332)

Sono rocce a grana fine con struttura granolepidoblastica e foliazione planare data dall'isorientazione dei lepidoblasti di mica chiara. All'anisotropia della roccia contribuisce anche l'orientazione dimensionale degli eteroblasti di carbonato di calcio, che è la fase quantitativamente predominante.

Le altre fasi presenti sono il quarzo, la mica chiara, carbonati ferriferi (ankerite ?, GP 1332), opachi, zoisite (GP 1332, GP 1327), titanite (GP 1332, GP 1327), clorite (GP 1327), biotite (GP 1332, GP 1327), tormalina (GP 1327, GP 1332), rutilo (GP 1332) e apatite (GP 1332).

Il carbonato di calcio forma la massa leggermente eterogranulare e dimensionalmente isorientata, nella quale sono immerse tutte le altre fasi. Nella sezione GP 1327 alcuni granoblasti carbonatici ospitano al loro interno degli opachi, che a volte si dispongono a formare dei lineamenti regolari, e un feltro irrisolvibile di colore verde bruno. La presenza di queste alterazioni farebbe supporre che, una parte del carbonato presente in questa roccia, sia ferrifero. All'interno del carbonato, ma anche tra gli interstizi formati dai suoi granoblasti, vi è il quarzo.

Il quarzo può assumere forme arrotondate con estinzione ondulata, oppure disporsi in domini nastriformi paralleli alla foliazione, eteroblastici, e anch'essi con estinzione ondulata, ma con forme da ameboidi a interlobate.

La mica chiara è generalmente orientata secondo la foliazione, sebbene non manchino i lepidoblasti ruotati rispetto ad essa. Spesso con estinzione ondulata e variamente interessata dalla dispersione di opachi microgranulari e da fenomeni di kink. Le sue dimensioni superano raramente il millimetro.

Gli opachi spesso sono il prodotto di smistamento da parte di fasi come la titanite, il rutilo o il carbonato, in GP 1326 ha invece forme regolari da prismatiche a cubiche, quando le forme sono irregolari si possono notare orli di alterazione rossastri.

La zoisite (riconoscibile per la bassa birifrangenza: grigio del I ordine, e dall'estinzione parallela alle tracce delle sfaldature) ha abito tondeggiante tendente allo scheletrico, al suo interno si notano opachi finissimi fortemente addensati. Include piccoli lepidoblasti di mica chiara.

Quando presente la clorite è magnesifera, visto il suo allungamento negativo e il pleocroismo praticamente assente.

La tormalina riconosciuta in GP 1327 è idiomorfa, immersa nel carbonato e cosparsa di opachi microgranulari, specialmente al nucleo e ai suoi margini. Si tratta, dato il suo colore bruniccio, di un termine schörlitico.

La titanite è xenoblastica, spesso ospita al suo interno smistamenti irregolari di opachi, può essere anche fratturata, solitamente è immersa nella matrice carbonatica.

8 EVOLUZIONE METAMORFICA

Sulla base delle evidenze petrografiche discusse in precedenza, in questo capitolo si cercherà di riconoscere le varie paragenesi mineralogiche, succedutesi nelle rocce della Falda del Gran Paradiso.

Per i gruppi principali di litotipi viene quindi proposta una successione di eventi attribuiti al metamorfismo alpino e vengono evidenziati i relitti mineralogici e tessiturali attribuiti ad un evento magmatico pre-alpino.

Falda del Gran Paradiso:

Gneiss minuti

Grazie ai rapporti microstrutturali tra le fasi mineralogiche presenti nei litotipi di questo insieme, si è giunti alla stesura della Figura 8.1.

Microscopicamente non si hanno evidenze che possano indicare l'esistenza di fasi o di tessiture relitte dell'età pre-alpina. Possono esistere dei dubbi riguardanti l'estrema eterogeneità composizionale di alcuni litotipi (si considerino come esempio gli gneiss fini listati); queste eterogeneità composizionali potrebbero essere attribuite, almeno in parte, a eterogeneità composizionali primarie (forse di origine sedimentaria), eventualmente acuite dal metamorfismo alpino.

L'evoluzione metamorfica alpina è stata suddivisa in due

eventi principali (M1 e M2). Ad un primo evento è attribuita la blastesi più o meno coeva di mica chiara e granato I, oltre a piccole quantità di zoisite, rutilo, opachi e, nelle fasi terminali di titanite. Contemporaneamente le rocce subirono una deformazione pervasiva, che ha prodotto la marcata foliazione di queste rocce.

Durante l'evento M1 non vi è l'evidenza sicura della blastesi di una fase sodica (escludendo l'eventuale paragonite presente tra le miche chiare) poichè l'albite appare generalmente post-cinematica, rispetto all'evento deformativo scistogeno D1 e posteriore alla crescita di mica chiara e granato I. Tuttavia, l'assenza di pseudomorfosi su altre fasi sodiche (ad esempio pirosseni e/o anfiboli sodici) suggerisce che la blastesi albitica fosse già iniziata durante l'evento M1.

Per quanto riguarda il granato, successivamente alla blastesi di granato I e contemporaneamente all'evento deformativo D1, si ha un processo di ricristallizzazione del granato I ed una crescita di piccoli idioblasti di granato II:

Il secondo evento è caratterizzato dalla destabilizzazione di granato e mica chiara e dalla blastesi o ricristallizzazione di albite (spesso in porfiroblasti), clinozoisite, epidoto, biotite verde, anfibolo calcico e probabilmente degli opachi smistati dalla titanite.

Questo secondo evento metamorfico è accompagnato da una deformazione piuttosto blanda (D2), che crenula la foliazione pre-esistente (S1).

Durante l'evento metamorfico M2 alcune fasi (clorite,

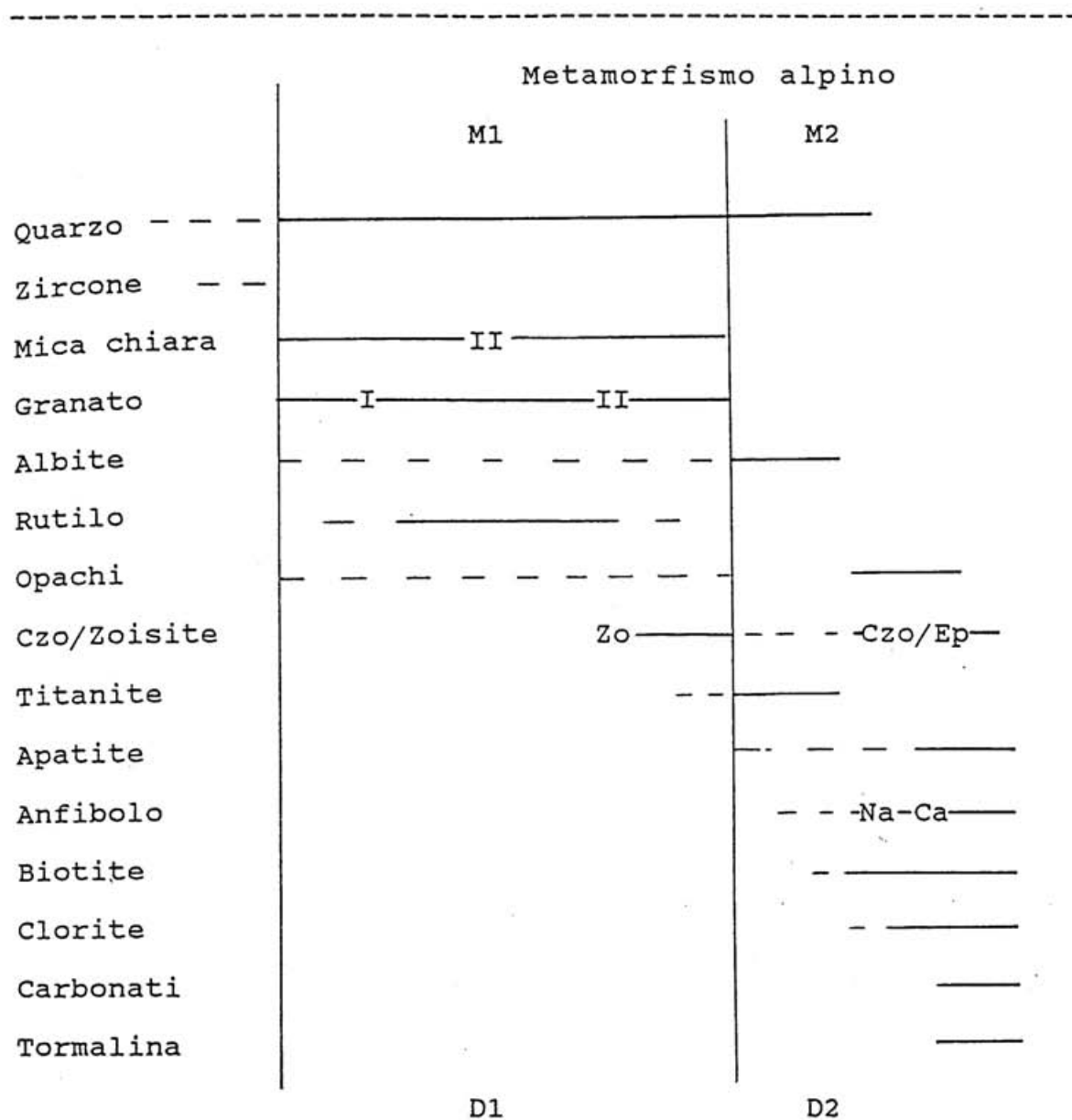


Figura 8.1. Rapporti blastesi deformazione negli gneiss minuti della Falda del Gran Paradiso.
 (—=rapporti certi, - - - =probabili, ()=pseudomorfosi).

clinozoisite, epidoto, mica chiara II, granato II, talvolta albite) sono state deformate dall'evento D2. Alcune di esse (clinozoisite, epidoto e clorite) possono risultare pure post-cinematiche insieme all'anfibolo verde-azzurro, al rutilo alla biotite, ai carbonati, alla tormalina e probabilmente all'apatite.

Metabasiti:

Anche in questo gruppo di rocce, non sono stati riscontrati i relitti di paragenesi prealpine.

Dalle rocce visionate emergono rapporti microstrutturali che consentono di dividere l'evoluzione metamorfica (si veda anche la Figura 8.2) in due momenti successivi: M1 e M2.

Il primo (M1) caratterizzato da paragenesi a granato, onfacite, anfibolo sodico, zoisite e rutilo.

Il secondo (M2) è generalmente molto sviluppato ed ha prodotto la blastesi di albite, clinozoisite, epidoto, mica chiara, titanite, anfibolo sodico-calcico, e forse di opachi e di quarzo.

Sempre durante M2, ma successivamente ai minerali suddetti, si è verificata la blastesi della biotite e della clorite, che orlano la mica chiara e il granato, quindi dei carbonati e dell'apatite.

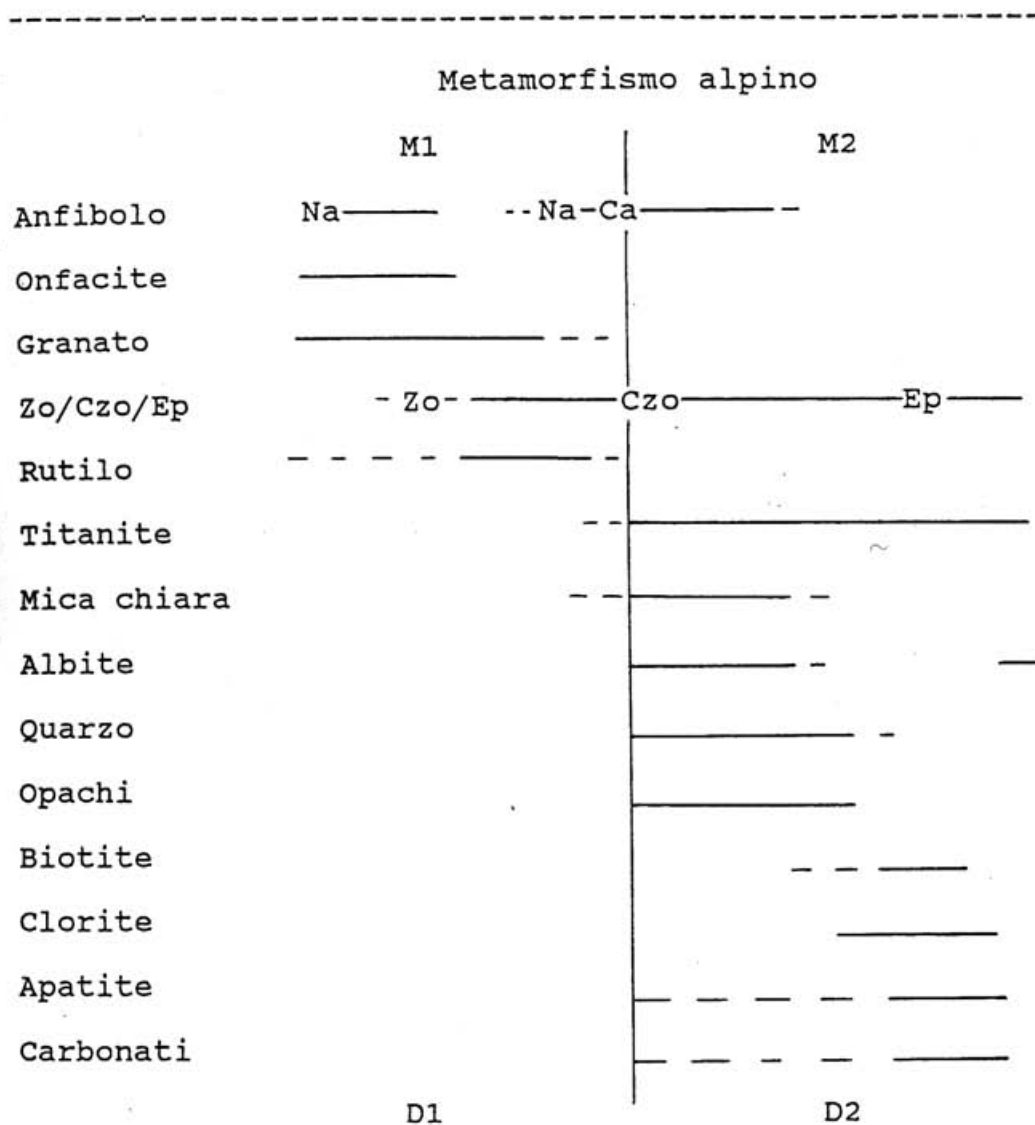


Figura 8.2. Rapporti blastesi-deformazione delle metabasiti della Falda del Gran Paradiso;
 (—=rapporti certi, - - - =probabili, ()=pseudomorfosi) .

Gneiss occhiadini e rocce associate:**Metagraniti**

Come già osservato, questo litotipo, affiora su un'area limitata ma è molto importante per i rapporti che lo legano agli gneiss occhiadini. Esso conserva piuttosto bene l'originaria tessitura e le paragenesi magmatiche (Figura 8.3).

Appartengono alla paragenesi magmatica una prima generazione di quarzo (I), il feldspato potassico, i siti strutturali ancora riconoscibili del plagioclasio, la biotite I, lo zirconio, parte degli opachi e della mica chiara (I) e l'apatite.

La riequilibrio metamorfica alpina di queste rocce è avvenuta in condizioni pressochè statiche, come indicato dalle preservazioni delle tessiture magmatiche anche quando i minerali magmatici sono completamente trasformati.

Il plagioclasio durante il primo evento metamorfico alpino M1 si riequilibra per dare albite, prodotti sericitici (mica chiara) e saussuritici (zoisite).

Il granato, rappresenta una fase formatasi durante l'evento M1 nel sito dell'originario plagioclasio, ma vicino alla biotite I magmatica.

Queste rocce sono caratterizzate dalla formazione di alcune strutture coronitiche e pseudomorfiche. Queste strutture sono particolarmente evidenti ai margini della biotite I rosso-bruna di origine magmatica, ove si ha lo smistamento di

titanite, molto spesso allineata parallelamente alla traccia di sfaldatura {001} della biotite, quindi la la blastesi di biotite II. Talora può anche aversi la crescita della mica chiara II nel sito strutturale della biotite I, a seconda della fase evolutiva raggiunta dal processo.

Ad un secondo evento metamorfico M2, è attribuita la formazione di fasi quali la biotite II, la clinozoisite, l'epidoto e la clorite.

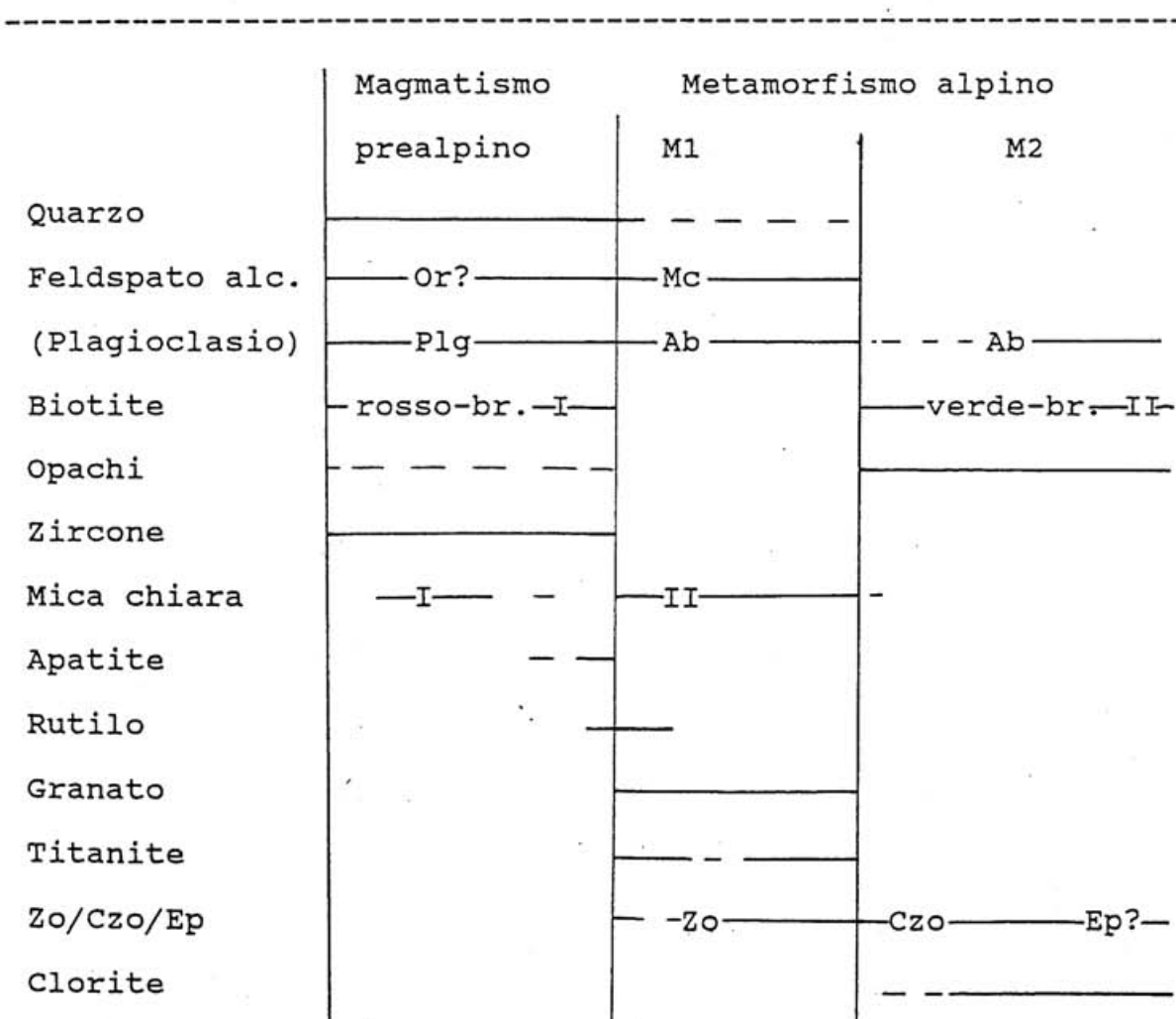


Figura 8.3. Rapporti blastesi-deformazione nei metagraniti della Falda del Gran Paradiso;
(-----=rapporti certi, - - - =probabili, ()=pseudomorfosi).

Ortogneiss

Fasi mineralogiche, o loro relitti, che ricordino lo stadio magmatico, sono presenti anche negli ortogneiss (Figura 8.4). Il quarzo si può ancora trovare in grossi domini, praticamente identici a quelli osservati nei metagraniti con le inclusioni di pseudomorfosi su probabile biotite I. Il feldspato potassico a volte si rinviene ancora in porfiroclasti, di origine magmatica. Dell'originaria biotite I si possono invece osservare soltanto gli smistamenti di titanite/rutilo e opachi, talvolta disposti a disegnarne fedelmente il suo abito, ed eventualmente accompagnati dalla crescita di mica chiara II.

In questi ortogneiss, sono ben più evidenti i segni microstrutturali degli eventi metamorfici e deformativi alpini.

Un primo evento M1 viene caratterizzato dall'associazione di mica chiara II, allanite e in seguito zoisite, rutilo o titanite, oltre al quarzo. All'evento M1 è pure da attribuire la riequilibrio del plagioclasio in albite più prodotti sericitici e saussuritici. All'evento M1 è associata una fase di deformazione pervasiva D1, evidenziata dall'isorientazione della mica chiara e da un'eventuale layering composizionale differenziato.

L'evento metamorfico seguente (M2) è caratterizzato dalla blastesi di albite e dalla crescita di biotite II, clorite e rari anfibolo sodico-calcico ed epidoti. Il rutilo, quando

presente è orlato da opachi e/o titanite. La crenulazione della scistosità principale S1 suggerisce l'esistenza di una fase deformativa D2, circa contemporanea all'evento M2.

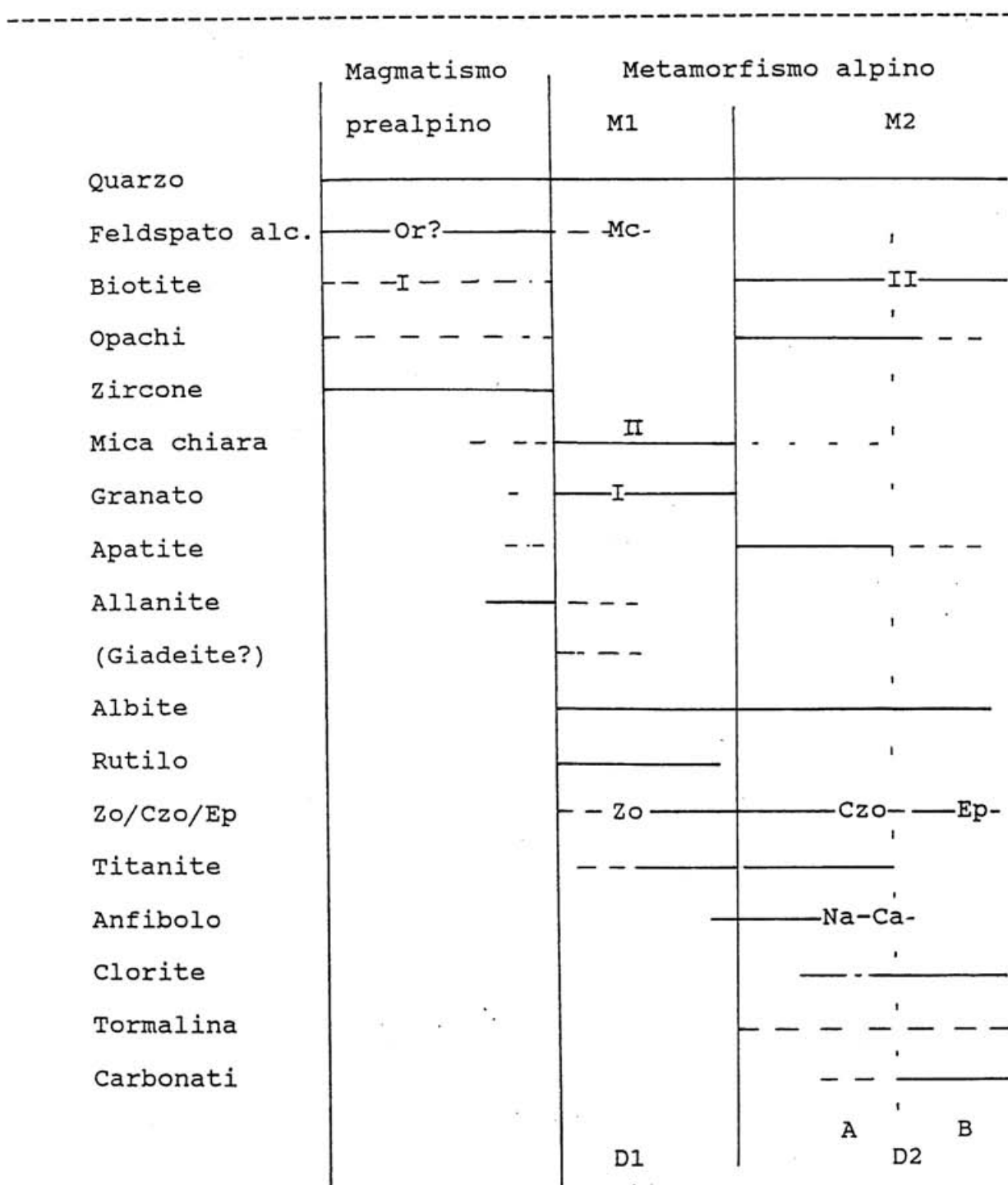


Figura 8.4. Rapporti blastesi-deformazione negli ortogneiss della Falda del Gran Paradiso;

(—=rapporti certi, — — —=probabili, ()=pseudomorfosi)

"Micascisti argentei"

In questo gruppo di rocce, caratterizzate dall'apparire in modo irregolare e disomogeneo del cloritoide e della cianite, vi sono alcune microstrutture che suggeriscono un possibile protolite magmatico, sebbene la composizione, rispetto agli ortoderivati, sia alquanto differente.

Una di queste è la disposizione in allineamenti, tra loro paralleli, di rutilo e/o titanite, formanti la sagoma di un minerale prismatico lamellare, che molto probabilmente era la biotite I magmatica. Questa ipotesi è in accordo con le osservazioni eseguite sui metagraniti e sugli ortogneiss, dove si osserva lo smistamento, da parte della biotite, di rutilo e titanite. Sempre nei metagraniti, si è osservata la biotite I con gradi di destabilizzazione diversi, fino alla sua totale scomparsa, che lascia come relitti della sua presenza gli smistamenti di cui sopra, oltre alle fasi epitattiche, tra le quali la mica chiara II prevale.

Microstrutture di questo tipo, ovvero pseudomorfosi su grosse biotiti, non sono state osservate negli altri litotipi studiati (i.e. paragneiss minuti).

Queste testimonianze di presenza della biotite, sono visibili nel cloritoide, ma anche all'interno (e qui si affronta la seconda delle probabili strutture magmatiche) dei grossi domini di quarzo. Il quarzo infatti può costituire dei domini di dimensioni prossime al centimetro, costituite da un unico individuo con estinzione estremamente ondulata, orlato da

piccoli subgranuli, sempre di quarzo, che ad esso si interdigitano. Questi grossi blasti di quarzo sono del tutto simili a quelli osservati all'interno dei metagraniti e di qualche ortogneiss.

Anche per lo zirconio e la monazite, potrebbe essere ipotizzata un'origine magmatica.

Gli effetti del metamorfismo alpino, a cui furono sottoposte queste rocce, sono molto evidenti.

Come nei litotipi precedenti, si sono distinti due eventi metamorfici principali: M1 e M₂. A differenza delle altre rocce però, il primo evento è stato suddiviso in due sub-eventi (M1-1 e M1-2). All'evento M1-1 è stata attribuita la crescita di cloritoide, talco, mica chiara II, granato, rutilo e probabilmente clorite. Il cloritoide è maggiormente ferrifero quando è associato con il granato o con clorite in alcune vene.

Solo nelle rocce dove il cloritoide è magnesiacio è possibile trovare della cianite, soprattutto tra le fratture e ai bordi del cloritoide stesso, oppure in rapporti di epitassialità sui suoi relitti. La blastesi della cianite individua quindi un secondo stadio M1-2, che è probabilmente associato anche alla crescita di abbondante clorite, generalmente magnesio-ferrifera.

Lo stadio evolutivo seguente (M2) è caratterizzato dalla blastesi di mica chiara III a spese di cloritoide e cianite, una ulteriore generazione di clorite (leggermente più ferrifera), che forma pseudomorfosi su cloritoide e granato, quindi clinozoisite, epidoto, albite e raro anfibolo calcico.

Infine è opportuno discutere la risposta reologica dei minerali di questi micascisti argentei alla deformazione.

L'ipotesi più probabile è quella di un comportamento apparentemente più fragile del cloritoide durante lo stadio deformativo più pervasivo D1 associato all'evento M1. Il cloritoide viene piegato, deformato, frequentemente ricristallizzato e forma subgranuli.

Raramente però si dispone allungato secondo la foliazione, e questo potrebbe riflettere il comportamento reologico molto più duttile della matrice fillosilicatica che lo avvolge.

Il risultato di questi due comportamenti reologici differenti è un'interferenza meccanica, provocata dai porfiroclasti di cloritoide ai danni della matrice fillosilicatica. E' probabile che ciò abbia permesso solo localmente lo sviluppo di una regolare foliazione planare, mentre più frequentemente si sarebbe sviluppata una foliazione irregolare caratterizzata da pieghe disarmoniche. Ad uno stadio tardivo della deformazione (D2) si devono attribuire i fenomeni di kink, evidenti sui lepidoblasti di talco, di mica chiara II e soprattutto di clorite.

Lo schema riassuntivo dei rapporti blastesi-deformazione dei "micascisti argentei" si trova in Figura 8.5.

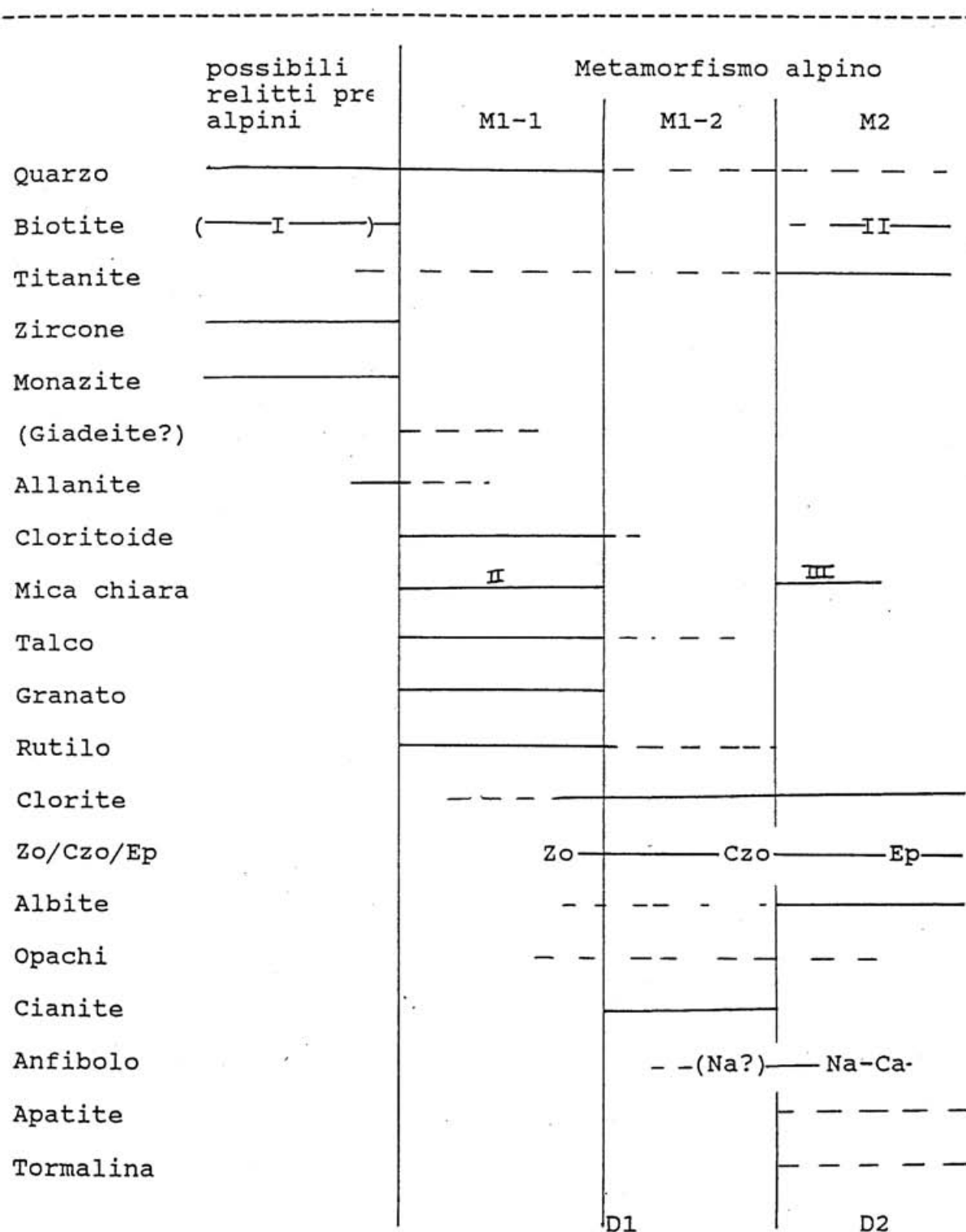


Figura 8.5. Rapporti blastesi-deformazione nei "micascisti argentei" della Falda del Gran Paradiso;
 (— =rapporti certi, — — — =probabili, () =pseudomorfosi).

9 CONCLUSIONI

Al fine di conoscere quale fosse l'area più idonea allo studio dei "micascisti argentei" della Falda del Gran Paradiso, sono stati visitati alcuni affioramenti tra quelli già segnalati in letteratura nella zona tra la Valnontey, la Valeille ed il Vallone di Bardoney, in Valle d'Aosta. Si è quindi scelta un'area ove fossero ben visibili le relazioni tra i "micascisti argentei" e i litotipi associati, e qui è stato effettuato un rilevamento alla scala 1:5000.

All'interno di questa area si è esaminato con estremo dettaglio, effettuando un rilevamento alla scala 1:1000, un esteso affioramento ad est della Punta Fenilia in cui i rapporti tra i "micascisti argentei" e le rocce adiacenti fossero particolarmente chiari.

Al lavoro di terreno è stato affiancato uno studio petrografico volto a comprendere sia l'evoluzione tessiturale e metamorfica dei diversi litotipi, sia l'origine dei "micascisti argentei".

Fino ad oggi le tendenze interpretative a riguardo della genesi dei "micascisti argentei" della Falda del Gran Paradiso, come pure quelli della Falda del Monte Rosa sono state due.

La prima, (BEARTH, 1952; REINHARDT, 1966; DAL PIAZ, 1971; COMPAGNONI & LOMBARDO, 1974; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986) individua come granitico il protolite, mentre la genesi è

addebitata ad un processo fortemente allochimico, accompagnato ad un evento deformativo lungo zone di taglio. BALLEVRE (1986) in accordo con il fatto che i "micascisti argentei" siano strettamente associati a zone di shear, non fa però ipotesi sul possibile protolite.

CHOPIN nel 1981 avvalorava invece un'altra tesi, secondo la quale i "micascisti argentei" si sarebbero prodotti in seguito al metamorfismo di alta pressione di originarie rocce pelitiche di chimismo particolare.

Lo scopo di questo lavoro era dunque quello di acquisire il massimo numero possibile di dati che permettessero di definire l'origine di queste rocce.

Dallo studio di terreno nella zona che si estende ad est dalla Punta Fenilia (Valeille) è emerso che i "micascisti argentei" sono localizzati all'interno di una zona di shear duttile potente alcune decine di metri e compresa entro un grosso corpo di ortogneiss.

All'interno di questa zona di shear si trovano pure subordinati paragneiss, boudins di eclogiti fortemente riequilibrati e corpi poco deformati di metagranito, avvolti da ortogneiss e da "micascisti argentei".

I passaggi tra gli ortogneiss ed i "micascisti argentei" e tra gli ortogneiss ed i metagraniti sono spesso progressivi e sfumati.

Questa progressività non è invece stata osservata al passaggio tra i paraderivati e gli ortoderivati e tra i

paraderivati e i "micascisti argentei".

All'interno di questa zona di shear sono presenti una serie di pieghe da serrate a isoclinali, con piani assiali circa paralleli alla scistosità più pervasiva e disposti con direzione est-ovest.

E' inoltre importante enfatizzare l'evidenza che i "micascisti argentei" sono presenti soltanto all'interno di questa (ed altre) zona ad elevata deformazione duttile.

Lo studio petrografico ha evidenziato relitti microstrutturali e subordinati relitti mineralogici di origine magmatica nei metagraniti poco deformati e negli ortogneiss. Inoltre anche all'interno dei "micascisti argentei" vi sono microstrutture riconducibili ai relitti magmatici osservati nei metagraniti (i.e. grossi cristalli di quarzo di probabile origine magmatica; pseudomorfosi di mica chiara, rutilo sagenitico e/o titanite, su probabile biotite magmatica).

L'indagine petrografica ha inoltre permesso di riconoscere un'evoluzione polifasica durante il metamorfismo alpino sia nei "micascisti argentei" sia nelle rocce ad essi adiacenti. Si sono distinti tre eventi metamorfici alpini all'interno dei "micascisti argentei" (M1-1, M1-2 e M2) e due nelle rocce ad essi associate (M1 e M2).

Nei "micascisti argentei" l'evento M1-1 è caratterizzato dalla paragenesi a cloritoide (sia ricco in magnesio, sia ricco in ferro), talco, fengite e rutilo.

Successivamente si è verificato l'evento M1-2, caratterizzato dalla destabilizzazione del cloritoide magnesifero in cianite e clorite.

E' opportuno evidenziare che questo secondo evento M1-2, ancora caratterizzato da paragenesi di relativamente alta pressione, è stato qui riconosciuto per la prima volta nei "micascisti argentei" del basamento Pennidico. Infatti DAL PIAZ (1971) descrive la cianite nei "micascisti argentei" della Falda del Monte Rosa "da sin- a postcinematica e coeva del cloritoide, con il quale talora è concresciuta". Viceversa in gran parte dei campioni studiati della Falda del Gran Paradiso, il cloritoide magnesifero e la cianite non appaiono coesistenti.

L'evento metamorfico M2 determinava successivamente la stabilizzazione di mica chiara, clorite, biotite e subordinatamente albite, epidoti e anfibolo sodico-calcico.

L'evento M1-1 riconosciuto nei "micascisti argentei" è correlato a quello eclogitico riconosciuto da tempo nelle metabasiti della Falda del Gran Paradiso. Per tale evento eclogitico le più recenti determinazioni geotermobarometriche indicano condizioni di pressione e temperatura comprese tra 8 e 10 kb e tra 390 e 410°C (DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986); tra 12 e 15 kb e tra 500 e 550°C (BALLEVRE 1986); tra 12 e 20 kb e attorno 500°C (BIINO & POGNANTE, 1989). Per lo stesso evento metamorfico negli ortogneiss della Falda del Gran Paradiso sono state ottenute da LE GOFF (1989) condizioni di temperatura comprese tra 500 e 550°C e pressioni comprese tra

12 e 16 kb. Nei "micascisti argentei" invece CHOPIN (1981) determinava, sulla base delle relazioni di fase, condizioni di temperatura comprese tra 400 e 450°C e di pressione intorno a 7-10 kb.

Per ciò che riguarda l'evento M1-2, la Figura 9.1.A tratta da CHOPIN & SCHREYER (1983) per il sistema modello $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-SiO}_2$ (+H₂O), indica che la crescita di cianite a spese di cloritoide magnesifero e talco rifletterebbe un'evoluzione decompressionale, come evidenziato qualitativamente in Figura 9.1.B.

Secondo tale ipotesi l'evento M1-2 testimonierebbe l'inizio della traiettoria decompressionale post-eclogitica che, secondo i dati più recenti (BALLEVRE, 1986) si sarebbe verificata in condizioni circa isoterme. In particolare tale evento sarebbe correlabile con la crescita di glaucofane, anfiboli calcici e sodico-calcici nelle metabasiti (BALLEVRE, 1986; BIINO & POGNANTE, 1989).

La transizione dalla paragenesi a cloritoide, talco, \pm clorite dell'evento M1-1 alla paragenesi cianite, clorite, \pm talco dell'evento M1-2 è indicata nei triangoli $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ (SiO_2 e H₂O in eccesso) di Figura 9.2. Considerando i "micascisti argentei" come il risultato di un processo metamorfico allochimico, risulta evidente che lo sviluppo di cianite (insieme con clorite \pm talco) a spese del cloritoide potrebbe riflettere non necessariamente una traiettoria nel campo pressione e temperatura, ma anche una variazione di composizione del sistema durante il metamorfismo. In particolare l'evento M1-2 potrebbe riflettere un relativo

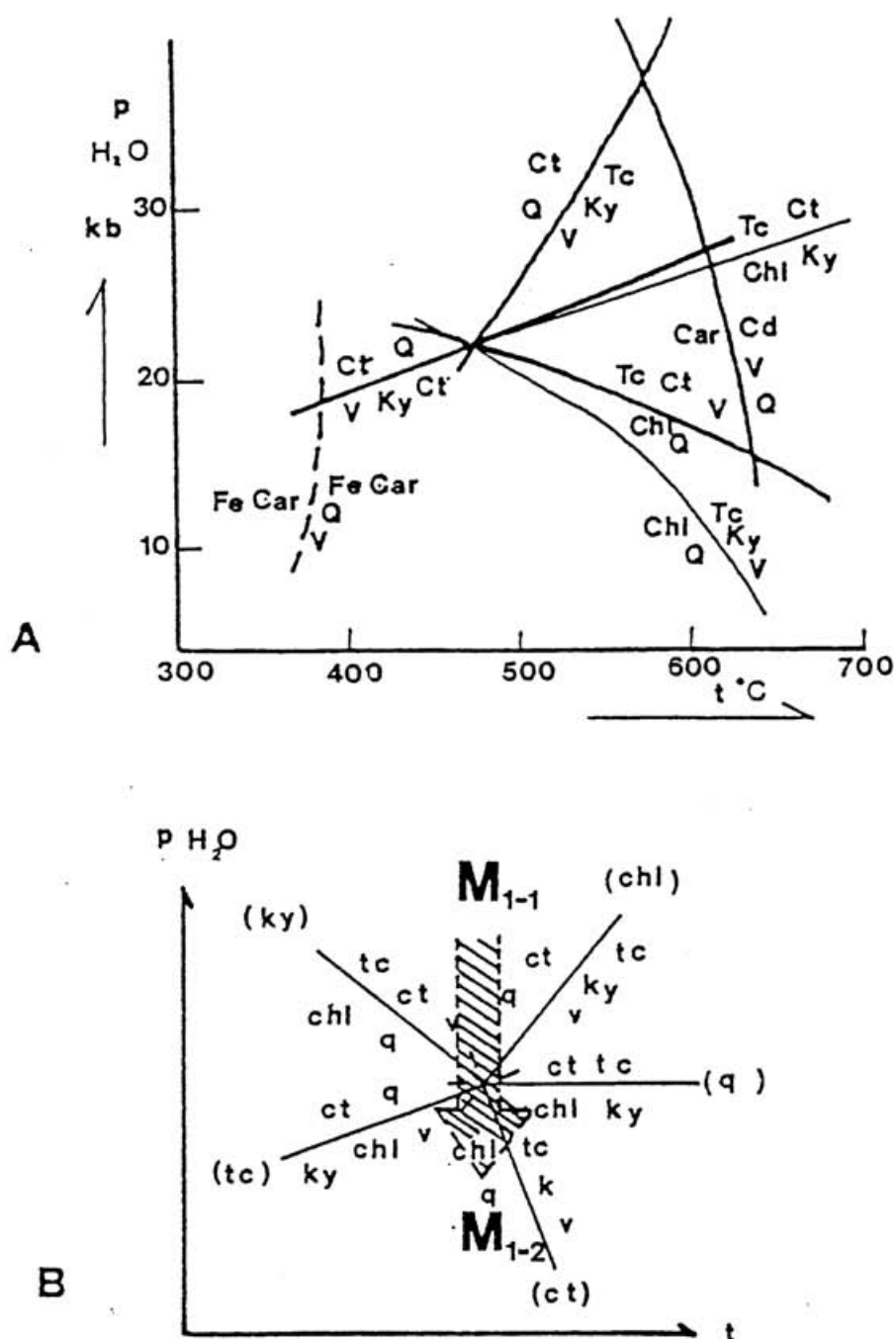


Figura 9.1.A: curve di equilibrio e punti invarianti nel sistema MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (tratto da CHOPIN & SCHREYER, 1983);

B: diagramma qualitativo per lo stesso sistema (POGNANTE, 1989); in questo diagramma è evidenziata la traiettoria P-T per i "micascisti argentei" della Falda del Gran Paradiso nei due eventi di di alta pressione M1-1 e M1-2.

arricchimento in Al_2O_3 e MgO del sistema rispetto a FeO come indicato in Figura 9.2d.

L'evento M2 è infine correlabile con la riequilibrio in facies scisti verdi di bassa pressione il cui ultimo stadio è stato valutato da BALLEVRE (1986) per il Gran Paradiso, intorno a $400-450^{\circ}C$ e a pressioni inferiori a 4 kb.

Considerando lo sviluppo delle varie paragenesi nei diversi litotipi, è interessante rilevare che nei "micascisti argentei" si è riconosciuta una maggiore preservazione delle paragenesi di alta pressione (eventi M1-1 e M1-2) rispetto agli altri litotipi della Falda del Gran Paradiso che sono più fortemente riequilibrati durante l'evento di bassa pressione M2.

Sulla base dei dati forniti da questo lavoro, i "micascisti argentei" affioranti nella zona ad est della Punta Fenilia (spartiacque Valeille-Valnontey) nel settore nord-orientale della Falda del Gran Paradiso, sono interpretati come il risultato della trasformazione sinmetamorfica, strettamente associata alla formazione di zone di shear duttile, di ortogneiss derivati da graniti paleozoici.

Sulla base delle paragenesi osservate, è chiaro che la trasformazione dei metagraniti e degli ortogneiss in "micascisti argentei" implica un processo metamorfico fortemente allochimico coevo con la formazione delle zone di shear duttile all'interno di grossi corpi granitici.

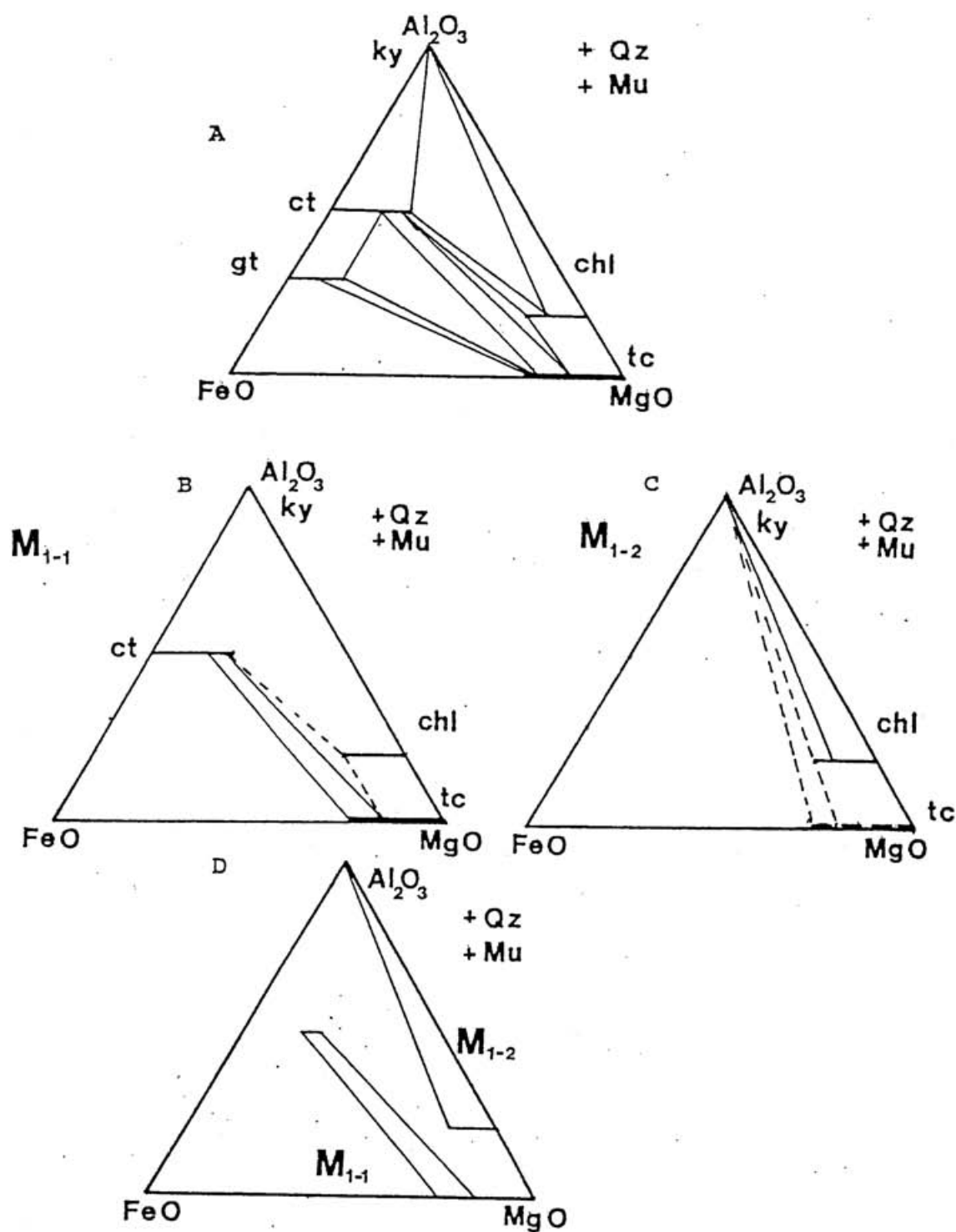


Figura 9.2: chemografie triangolari per il sistema Al_2O_3 -FeO-MgO (+ SiO_2 e ad attività di H_2O costante). In A sono localizzate le fasi mineralogiche, in B e C le paragenesi durante i due eventi metamorfici M_{1-1} e M_{1-2} mentre in D si evidenzia il cambiamento di composizione del sistema per i due eventi qui considerati.

Tale processo sembra favorire un forte arricchimento in alluminio e magnesio (abbondanza di Al-silicati, presenza di talco) e un impoverimento in sodio (scarsità o assenza di albite).

Essendo per un tale processo metasomatico necessaria una forte circolazione di fluidi, è probabile che la formazione dei "micascisti argentei" sia connessa con l'infiltrazione di abbondanti fluidi sin-metamorfici ricchi in H₂O nelle zone di shear duttile. Tali fluidi avrebbero favorito la concentrazione relativa di alcuni elementi (per esempio Al e Mg) e la lisciviazione di altri (ad esempio il Na).

L'esistenza di un processo di questo tipo è suggerita dalla abbondanza di vene ricche in quarzo concordanti con la scistosità principale entro i "micascisti argentei".

La formazione di vene metamorfiche, quindi un'attiva circolazione di fluidi entro la zona di shear, sembra essersi protratta anche negli ultimi stadi di formazione dei "micascisti argentei". Ciò è suggerito dalla presenza di vene metamorfiche a cloritoide ferriifero e clorite che sono discordanti rispetto alla scistosità milonitica, ma anteriori agli ultimi stadi deformativi in corrispondenza delle zone di shear duttile.

APPENDICE A

Le sezioni sottili descritte nel capitolo delle Osservazioni petrografiche sono qui di seguito elencate e riferite al numero dell'affioramento dal quale le rocce provengono.

Successivamente si trova l'elenco degli affioramenti descritti in questo lavoro, con le rispettive coordinate topografiche ed alcune note per rendere più agevole il loro eventuale ritrovamento.

Elenco delle sezioni sottili

GP 1244 = 289	GP 1280 = 339	GP 1328 = 175
GP 1245 = 317	GP 1281 = 304	GP 1329 = 153
GP 1246 = 317	GP 1282 = 302	GP 1330 = 197
GP 1247 = 319	GP 1283 = 294	GP 1331 = 79
GP 1248 = 272	GP 1284 = 6	GP 1332 = 199
GP 1249 = 344	GP 1285 = 106	GP 1333 = 92
GP 1250 = 348	GP 1286 = 377	GP 1334 = 370
GP 1251 = 318	GP 1287 = 365	GP 1335 = 184
GP 1252 = 356	GP 1288 = 13	GP 1336 = 201
GP 1253 = 302	GP 1289 = 367	GP 1337 = 178
GP 1254 = 320	GP 1290 = 6	GP 1338 = 174
GP 1255 = 321	GP 1291 = 368	GP 1339 = 31
GP 1256 = 329	GP 1292 = 106	GP 1340 = 113
GP 1257 = 354	GP 1293 = 381	GP 1341 = 178
GP 1258 = 312	GP 1294 = 6	GP 1342 = 198
GP 1259 = 291	GP 1295 = 373	GP 1343 = 89
GP 1260 = 313	GP 1296 = 3611	GP 1344 = 189
GP 1261 = 313	GP 1297 = 379	GP 1345 = 333
GP 1262 = 314	GP 1298 = 378	GP 1346 = 363
GP 1263 = 322	GP 1299 = 106	GP 1347 = 189
GP 1264 = 360	GP 1300 = 382	GP 1348 = 101
GP 1265 = 361	GP 1301 = 380	GP 1349 = 85
GP 1266 = 347	GP 1302 = 362	GP 1350 = 149
GP 1267 = 276	GP 1303 = 108	GP 1351 = 39
GP 1268 = 351	GP 1304 = 366	GP 1352 = 181
GP 1269 = 352	GP 1305 = 106	GP 1353 = 186
GP 1270 = 350	GP 1306 = 364	GP 1354 = 82
GP 1271 = 349	GP 1307 = 374	GP 1355 = 176
GP 1272 = 355	GP 1320 = 87	GP 1356 = 35
GP 1273 = 276	GP 1321 = 78	GP 1357 = 360
GP 1274 = 291	GP 1322 = 196	GP 1358 = 240
GP 1275 = 309	GP 1323 = 001	GP 1359 = 85

GP 1276 = 310	GP 1324 = 168	GP 1360 = 197
GP 1277 = 311	GP 1325 = 002	GP 1361 = 196
GP 1278 = 316	GP 1326 = 177	GP 1362 = 199
GP 1279 = 343	GP 1327 = 152	GP 1363 = 269
GP 1364 = 180	GP 1367 = 183	GP 1370 = 202
GP 1365 = 72	GP 1368 = 200	GP 1377 = 391
GP 1366 = 189	GP 1369 = 175	GP 1378 = 391

Localizzazione degli affioramenti

Le coordinate ed i toponimi ai quali si fa riferimento qui di seguito sono quelli relativi alla cartografia della Regione Autonoma della Valle d'Aosta alla scala 1:10000: Valnontey 3.70 Est, 50.50 Nord; Lillaz 3.74 Est, 50.50 Nord; Bec-du-Vallon 3.70 Est, 50.46 Nord e Valeille 3.74 Est, 50.46 Nord (edizioni rispettivamente del 1987, 1987, 1979 e 1979).

Alcune coordinate topografiche, anzichè da sei cifre, saranno costituite da otto cifre. Di queste la quarta e l'ottava saranno riferite ad una divisione decimale delle porzioni comprese tra due coordinate, progressive da ovest verso est e da sud verso nord rispettivamente.

Questo artificio è stato necessario per introdurre una maggior precisione nella localizzazione degli affioramenti, visto che alcuni di essi sono stati rilevati con un maggiore dettaglio (scala 1:1000). Tuttavia per questi affioramenti mancheranno i riferimenti toponomastici, essendo questi molto scarsi nell'area rilevata alla scala 1:1000.

- 001: 722464, Valnontey versante destro, nel detrito sottostante il Colle di Valmiana.
- 002: 721465, Valnontey versante destro, nel detrito sottostante il Colle di Valmiana.
- 6: 701469, Valnontey versante destro, alla base della parete rocciosa che limita, alla sua destra la comba di Valletta.
- 13: 719467, Valnontey, versante destro, alla base della parete che definisce il versante destro della comba di Valletta.
- 15: 703471, Valnontey versante destro, 100 metri ad est del punto quotato 1863.
- 31: 701475, Valnontey versante destro, 50 metri ad ovest del punto quotato 1859.
- 35: 702477, Valnontey versante destro, alla base della parete rocciosa a nord del sentiero che sale a nord-est di Valmiana.
- 38: 709492, Valnontey versante destro, alla base della parete rocciosa immediatamente a sud-est del campeggio di Bovaz.
- 39: 710492, 50 metri più a nord rispetto all'affioramento precedente.
- 40: 710492, 60 metri più a nord rispetto all'affioramento precedente, sempre alla base della parete rocciosa.
- 45: 478701, Valnontey versante destro, 250 metri ad est del punto quotato 1721, a quota 1840.
- 55: 703478, Valnontey versante destro, nella valle che scende ad ovest del Pian della Tournetta, 250 metri ad ovest del punto quotato 2169.
- 56: 703478, 20 metri più a nord rispetto all'affioramento precedente.
- 58: 705481, Valnontey versante destro, 500 metri a sud est della quota 1712, alla base della parete da cui si diparte la conoide detritica.
- 69: 709485, Valnontey versante destro, pochi metri ad est del punto quotato 2130, poco a nord dell'Alpe Grandzetta.
- 72: 708483, Valnontey versante destro, quota 2200, poco più a sud del rio che scende a sud dell'Alpe Grandzetta.
- 74: 708484, poco meno di 100 metri a nord ovest dell'affioramento precedente.
- 78: 708482, Valnontey versante destro, quota 2200, 70 metri più a sud rispetto al rio che scende a sud dell'Alpe Grandzetta.
- 79: 709482, 20 metri più ad est rispetto all'affioramento precedente.
- 82: 708482, quota 2250, tra il rio che scende a sud dell'Alpe Grandzetta e il detrito.
- 85: 709479, Valnontey versante destro, a nord-ovest del Plan de la Tournetta, pochi metri ad est dal punto quotato 2405.
- 86: 709478, Valnontey versante destro, Plan de la Tournetta, pochi metri a sud-est rispetto al punto quotato 2434.
- 87: 708477, Valnontey versante destro, Plan de la Tournetta, 100 metri a nord del punto quotato 2475.

- 88: 708477, Valnontey versante destro, Plan de la Tournetta, 25 metri a nord del punto quotato 2475.
- 89: 708478, pochi metri a sud dall'affioramento precedente.
- 92: 711476, Valnontey versante destro, Vallon de Grandzetta, quota 2500, a nord-ovest del Plan de la Tournetta.
- 101: 712476, Valnontey versante destro, ad ovest del Plan de la Tournetta, parete rocciosa a quota 2600
- 106: 711474, Valnontey versante destro, a sud-est del Plan de la Tournetta, guglie rocciose avvolte dal detrito a quota 2650.
- 107: 711473, la parte terminale, verso sud dell'affioramento precedente.
- 108: 711474, stessa località dell'affioramento 106, la parte terminale verso est.
- 109: 710474, scendendo nel detrito dai tre punti precedenti, a quota 2600.
- 111: 705480, Valnontey versante destro, la parete che, nascosta nel bosco limita alla sua destra la valle che scende ad ovest del Plan de la Tournetta, quota 2150.
- 112: 705480, stessa località dell'affioramento precedente, 50 metri più ad est.
- 113: 705480, salendo verso est di un centinaio di metri dal punto 111.
- 115: 703478, Valnontey versante destro, la parete che limita a sud la valle che scende ad ovest dal Plan de la Tournetta, quota 2000.
- 116: 704478, salendo verso est dall'affioramento precedente di un centinaio di metri costeggiando il limite roccia-detrito, fino a quota 2070.
- 117: 704478, 150 metri ad est dal punto 115.
- 118: 704478, 160 metri ad est dal punto 115.
- 120: 705478, Valnontey versante destro, ad ovest dal Plan de la Tournetta e pochi metri ad est dal punto quotato 2169.
- 122: 706478, Valnontey versante destro, ad ovest del Plan de la Tournetta, all'apice della valle che scende verso ovest.
- 124: 706479, poco più in basso del punto precedente.
- 125: 706479, Valnontey versante destro, parete che limita a nord la valle che scende ad ovest dal Plan de la Tournetta, quota 2200.
- 146: 703474, Valnontey versante destro, 250 metri a nord dell'Alpe Valletta a quota 2100.
- 148: 705475, Valnontey versante destro, nella valletta che scende a nord dei ruderi dell'Alpe Valletta verso Valmiana, la parete rocciosa che limita questa valle a nord, a quota 2200.
- 149: 707472, apice della valle che scende a nord dei ruderi dell'Alpe Valletta, quota 2400.
- 150: 707473, come l'affioramento precedente, pochi metri più a nord.
- 151: 707473, come l'affioramento 149, pochi metri più a nord.
- 152: 733494, Valeille versante sinistro, sulla cresta che dalla Punta Vigeusa scende in direzione nord-est, a quota 2500.

- 153: 733494, Valeille versante sinistro, sulla cresta che dalla Punta Viguesa scende verso nord-ovest, pochi metri a sud del punto quotato 2468.
- 154: 736487, Valeille versante sinistro, 200 metri in direzione sud-est del punto quotato 2469, immediatamente ad est dell'area oggetto del rilevamento alla scala 1:1000.
- 157: 726490, Valeille versante sinistro, nella valle della Croux du Mont Tseuc, al limite roccia-detrito appena a nord della Punta Viguesa.
- 160: 704482, Valnontey versante destro, alla base della parete rocciosa dalla quale si diparte il canalone colmo di detrito che scende a nord di David, quota 2050.
- 168: 711492 Valnontey versante destro, all'apice della piccola valletta che scende in direzione nord, ad est di Bovaz, a quota 1960.
- 170: 713495, Valnontey versante destro, ad est del centro abitato di Valnontey, 100metri a sud del punto quotato 1799.
- 174: 719494, Valnontey versante destro, all'apice della valle che scende ad ovest della Tête de Mont Tseuc verso Valnontey, a quota 2300.
- 175: 719495, poco meno di 100 metri più a nord rispetto all'affioramento precedente.
- 176: 719495, proseguendo ancora, in direzione nord, per altri 15 metri dall'affioramento 175.
- 177: 719495, Valnontey versante destro, appena più a sud del "canyon" che delimita a nord la valle che scende ad ovest della Tête de Mont tseuc, a quota 2270.
- 178: 746495, Valeille versante sinistro, nei pressi del ponte sul Torrente Valeille.
- 180: 743494, Valeille versante sinistro, 70 metri più a sud del ponte sul Torrente Valeille.
- 181: 743485, Valeille versante sinistro, in corrispondenza del rio che scende dai ruderi dell'Alpe Fenilia, a quota 1850.
- 182: 743485, Valeille versante sinistro, a quota 2870, 50 metri più a nord dell'incisione del rio che scende dai ruderi dell'Alpe Fenilia.
- 183: 743486, Valeille versante sinistro, ad ovest del sentiero che costeggia il Torrente Valeille, 100 metri più a nord del rio che scende dai ruderi dell'Alpe Fenilia.
- 184: 743486, sempre ad ovest del sentiero, 100 metri più a nord rispetto all'affioramento precedente.
- 186: 743489, Valeille versante sinistro, 20 metri più a sud dell'incisione nel fianco della valle, a sud del sentiero che dall'Alpe Cheleret sale ai ruderi dell'Alpe Fenilia, a quota 1850.
- 187: 743489, 15 metri più a nord rispetto all'affioramento precedente.
- 189: 742490, Valeille versante sinistro, gli affioramenti numerati con i numeri dal 189 al 202 sono localizzati, partendo da sud verso nord, in corrispondenza delle basi delle pareti che limitano il versante sinistro della

Valeille fino al sentiero che da Cheleret sale ai ruderi dell'Alpe Fenilia. Sono tutti compresi tra quota 1800 e 1900. Non essendo presenti toponimi particolari ed essendo ravvicinati tra loro, sia consentita la loro localizzazione grossolana, considerando i numeri di affioramento progressivamente più alti come localizzati di volta in volta più a nord.

- 190: 742490, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189.
- 196: 743491, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189.
- 197: 743491, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189.
- 198: 743492, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189.
- 199: 743492, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189.
- 200: 743492, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189. 201: 743493, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189. 202: 743493, Valeille versante sinistro, vedasi il numero 189.
- 240: 73054856, Valeille versante sinistro.
- 246: 73064853, Valeille versante sinistro.
- 269: 73074852, Valeille versante sinistro.
- 272: 72564852, Valeille versante sinistro.
- 276: 72574854, Valeille versante sinistro.
- 289: 72544805, Valeille versante sinistro.
- 291: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 294: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 295: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 296: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 298: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 300: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 302: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 304: tra il punto 72544805 e il punto 72514807, Valeille versante sinistro.
- 305: 72514807, Valeille versante sinistro.
- 309: 72564853, Valeille versante sinistro.
- 310: 72564853, Valeille versante sinistro.
- 311: 72564853, Valeille versante sinistro.
- 312: 73064853, Valeille versante sinistro.
- 313: 72554851, Valeille versante sinistro.
- 314: 72554851, Valeille versante sinistro.
- 316: 72554851, Valeille versante sinistro.
- 317: 72094809, Valeille versante sinistro.
- 318: 72094809, Valeille versante sinistro.
- 319: 72094809, Valeille versante sinistro.
- 320: 72094809, Valeille versante sinistro.

- 321: 72094809, Valeille versante sinistro.
- 322: 73064857, Valeille versante sinistro.
- 329: 72054852, Valeille versante sinistro.
- 332: dal punto 72054852 proseguendo verso sud per il punto
72034807, Valeille versante sinistro.
- 333: dal punto 72054852 proseguendo verso sud per il punto
72034807, Valeille versante sinistro.
- 337: dal punto 72054852 proseguendo verso sud per il punto
72034807, Valeille versante sinistro.
- 339: dal punto 72054852 proseguendo verso sud per il punto
72034807, Valeille versante sinistro.
- 343: dal punto 72054852 proseguendo verso sud per il punto
72034807, Valeille versante sinistro.
- 344: 72034807, Valeille versante sinistro.
- 347: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 348: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 349: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 350: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 351: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 352: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 354: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 355: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 356: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 360: 72514851, Valeille versante sinistro.
- 361: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 362: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 363: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 364: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 365: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 366: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 367: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 368: 72504808, Valeille versante sinistro.
- 370: 72514852, Valeille versante sinistro.
- 373: 72514852, Valeille versante sinistro.
- 374: 72514852, Valeille versante sinistro.
- 375: 72514852, Valeille versante sinistro.
- 377: 704478, Valnontey versante destro, a sud-est della
località David, a quota 2100 circa.
- 378: 704478, Valnontey versante destro, a sud-est della
località David, a quota 2100 circa.
- 379: 704478, Valnontey versante destro, a sud-est della
località David, a quota 2100 circa.
- 380: 704478, Valnontey versante destro, a sud-est della
località David, a quota 2100 circa.
- 381: 704478, Valnontey versante destro, a sud-est della
località David, a quota 2100 circa.
- 382: 704478, Valnontey versante destro, a sud-est della
località David, a quota 2100 circa.
- 387: 48507250, Valeille versante sinistro.
- 390: 48507250, Valeille versante sinistro.
- 391: 72534850, Valeille versante sinistro.
- 392: 735487, Valeille versante sinistro, ad est rispetto la
Punta Viguesa, nei pressi del punto quotato 2469.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- AMSTUTZ A. (1962) -Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. Arch. Sciences, 15/1, 104 pp.
- ARGAND E. (1911) -Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. Carte Géol. Suisse, n.s., 31, 1-26.
- ARGAND E. (1934) -La zone pennique. Guide géol. Suisse, 3, Wepf & Cie, Basel, 149-189.
- BALLEVRE M. (1986) -Collision continentale et chemins P-T: l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). Thèse Doctorat Université Rennes, Mem. Doc. C.A.E.S.S., Rennes, 332 pp.
- BARETTI M. (1868) -Studi sul Gruppo del Gran Paradiso. Boll. Club Alp. Italiano, 2/10-11, 57 pp.
- BARETTI M. (1877) -Studi geologici sul gruppo del Gran Paradiso. Mem. R. Accad. Naz. Lincei, 3/1, 195-313.
- BEACH A. (1976) -The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in The Lewisian Complex. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 280, 569-604.
- BEARTH P. (1952) -Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 96, 94 pp.
- BEARTH P. (1963) -Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). Geol. Soc. France, Mém. h. sér., 2, 407-418.
- BELL T.H. & ETHERIDGE M.A. (1973) -Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, 6, 337-348.
- BENCIOLINI L., TARTAROTTI P., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI P. & POLINO R. (1984) -La geotraversa Gran Paradiso - Zona Sesia in Alta Val Soana. Soc. Geol. It., Atti 72° Congr., 30-31.
- BERTHE' D., CHOUKROUNE P. & GAPAIS D. (1979) -Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. Bull. Minéral., 102, 265-272.
- BERTRAND J.M. (1968) -Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). Géol. alpine, 44, 55-87.
- BERTRAND J.M. & SALIOT P. (1966) -Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes graies). C.R. Acad. Sci. Paris, 262, 1669-1672.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ G.B. (1959) -La memoria geologico-petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e regioni limitrofe. Osservazioni critiche. Rend. Soc. Min. It., 15, 21-24.

- BIINO G. & POGNANTE U. (1989) -Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (Western Alps, Italy): Early-Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos*, 24, 3-19.
- BIRD G.W. & FAWCETT J.J. (1973) -Stability relations of Mg-chlorite-muscovite and quartz between 5 and 10 kb water pressure. *J. Petr.*, 14/3, 415-428.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENACHER D. (1974) -K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas, and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Min. Petr.*, 47, 7-26.
- BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D. & VUAGNAT M. (1962) -Ages "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 42, 295-305.
- BURG J.P. & LAURENT Ph. (1978) -Strain analysis of ashear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47, 15-42.
- CABY R. (1968) -Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie S du Val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine*, 44, 95-111.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R. & DAL PIAZ G.V. (1969) -Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 59-69.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. & VUAGNAT M. (1964) -Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins (2esérie). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 44, 43-60.
- CHOPIN C. (1979) -De la Vanoise au massif du Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse doctorat 3e cycle, Univ. Paris VI, 145 pp.
- CHOPIN C. (1981) -Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *J. Petrol.*, 22/4, 628-650.
- CHOPIN C. & MALUSKI H. (1978) -Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bull. Soc. géol. France*, 20, 745-749.
- CHOPIN C. & MALUSKI H. (1980) - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contr. Min. Petr.*, 74, 109-122.
- CHOPIN C. & SCHREYER W. (1983) -Magnesiocorphyolite and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase reactions in the model system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Am. J. Science*, 283-A, 72-96.
- COMPAGNONI R. & PRATO R. (1969) -Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso. *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 537-549.

- COMPAGNONI R. & PRATO R. (1970) -Prima segnalazione di rocce eclogitiche nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. Comunicazione orale presentata al Convegno di Bologna della SIMP.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & MERLO C. (1972) -La geologia del Parco Nazionale del Gran Paradiso., In Il Parco Nazionale del Gran Paradiso, Editrice AEDA Torino, 63-89.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & LOMBARDO B. (1974) -Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. Mem. Soc. Geol. It., 13/1, 227-239.
- COMPAGNONI R. & LOMBARDO B. (1974) -The alpine age of the Gran Paradiso eclogites. Rend. Soc. It. Min. Petr., 30, 223-237.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P.F. (1977) -The Sesia-Lanzo zone: a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. Rend. Soc. It. Min. Petrol., 33, 281-334.
- CORNELIUS H.P. (1936) -Einige Beobachtungen an den Gneissen des Monte Rosa und Gran Paradiso. Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 1-20.
- CREVOLA G. (1987) -Les ortomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfert de matière: principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du Sud de la France. Geodinamica Acta, 1/3, 207-221.
- DAL PIAZ G.B. (1928) -Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 7, 82 pp.
- DAL PIAZ G.B. (1938) -Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri. Period. Mineral., 9, 273-287.
- DAL PIAZ G.B. (1939) -La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. Boll. Soc. Geol. It., 58, 105-152.
- DAL PIAZ G.B. (1965) -Meditazioni geologiche sul "Cristallino Antico" nelle Alpi. Atti e Rass. Tecn. Soc. Ing e Arch. Torino, 19, 573-576.
- DAL PIAZ G.V. (1971) -Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. Rend. Soc. It. Min. Petr., 27, 437-477.
- DAL PIAZ G.V. (1974) -Le métamorphisme alpine de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 399-424.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972) -La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico - metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. It., 11, 433-460.

- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986) -Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164, 249-265.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1970) -The Western Alps: palaeogeography and structure. *Earth Sci. Rev.*, 6, 221-256.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1983) -An introduction to the Rock Forming Minerals, XIV ed., Longman, London, 528 pp.
- DELALOYE M. & DESMONS J. (1976) -K-Ar radiometric age determinations of white micas from the Piemonte Zone, French - Italian Western Alps. *Contr. Min. Petr.*, 57, 297-303.
- DESMONS J. (1977) -Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french Western Alps. *Am. J. Sci.*, 277, 1045-1066.
- ELLENBERGER F. (1958) -Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). *Mém. Service Carte Géol. France*, 561 pp., 42 pl. HT.
- ELLIOTT D. (1972) -Diffusional flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2645-2664.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1979) -An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- ELTER G. (1960) -La Zona Pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le Unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 22, 113 pp.
- ELTER G. (1971) -Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes graies). *Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géol. alpine*, 47, 147-169.
- ETHERIDGE M.A., WALL V.J. & VERNON V.G. (1983) -The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metam. Geol.*, 1, 205-226.
- ETHERIDGE M.A., WALL V.J. & COX S.F. (1984) -High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implication for mass transport and deformation mechanism. *J. of Geoph. Res.*, 89 (B6), 4344-4358.
- FLETCHER R.C. & HOFMANN W.H. (1974) -Simple models of diffusion-infiltration metasomatism. *Geochemical Transport and Kinetics*, Carnegie Inst. Washington, Hofmann A.W., Giletti B.J., Yoder H.S. & Yund R.A., 353 pp.
- FONTEILLES M. (1978) -Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Minéral.*, 101, 166-194.
- FRANTZ J.A. & WEISBROD A. (1974) -Infiltration metasomatism in the systems $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$. In *Geochemical Transport and kinetics*, Carnegie Inst. Washington, Hofmann A.W., Giletti B.J., Yoder H.S. & Yund R.A., 353 pp.

- FYFE W.S., PRICE N.J. & THOMPSON A.B. (1978) -Fluids in the earth crust, Developments in geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 383 pp.
- GOSSO G., DAL PIAZ G.V., PIOVANO V. & POLINO R. (1979) -High pressure emplacement of early-alpine nappes postnappe deformations and structural levels (internal Northwestern Alps). Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 32, 15 pp.
- GRATIER G.P. (1984) -La déformation des roches par dissolution-cristallisation: aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble.
- GRESENS R.L. (1966) -Composition-volume relations of metasomatism. Chem. Geol., 2, 47-65.
- HOLLAND T.J.B. (1980) -The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 - 1200 °C. Ame. Mineral., 65, 129-134.
- HOLLAND T.J.B. (1983) -The experimental determination of activities in disordered and short range ordered jadeitic pyroxenes. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 143-148.
- HUNZIKER J.C. (1969) -Rb-Sr Altersbestimmung aus den Walliser Alpen. Eclogae geol. Helv., 62, 527-542.
- HUNZIKER J.C. (1974) -Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. Ist. Geol. Min. Univ. Padova Mem., 31, 54 pp.
- KERRICH R., FYFE W.S., GORMAN B.E. & ALLISON I. (1977 a) -Local modification of rock chemistry by deformation. Contr. Min. Petr., 65, 183-190.
- KERRICH R., BECKINSALE R.D. & DURHAM J.J. (1977 b), -The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. Tectonophysics, 38, 241-257.
- KERRICH R., ALLISON I., BARNETT R.L., MOSS S. & STARKEY J. (1980) -Microstructural and chemical transformation accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Contr. Min. Petr., 73, 221-242.
- KORZHINSKII D.S. (1970) -Theory of metasomatic zoning. Clarendon Press, Oxford, 162 pp.
- KRONENBERG & TULLIS (1984) -Flow strengths of quartz: grain size and pressure effects due to hydrolitic weakening. J. Geoph. Res., 89 (B6), 4281-4297.
- LAPWORTH C. (1885) -The Highland controversy in British Geology: its causes, course and consequences. Nature, 32, 558-559.
- LEAKE B.E. (1978) -Nomenclature of amphiboles., Min. crist. Soc. France Bull., 101, 453-467.
- LE GOFF E. (1989) -Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss: Modèle thermodynamique et exemples naturels. Thèse Doctorat Université Rennes, Mem. Doc. C.A.E.S.S. Rennes, 114-155.

- MARQUER D. (1987) -Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). Mem. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 10, 287 pp.
- MARQUER D. (1989) -Transfert de matière et déformation des granitoides, aspects méthodologiques. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 69, 15-35.
- MICHEL R. (1953) -Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia - Lanzo (Alpes franco - italiennes). Thèse, Sciences de la Terre, 1, 287 pp.
- NICOLAS A. & POIRIER J.P. (1976) -Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley & Sons London & New York, XVIII, 444 pp.
- PANGAUD G., LAMEYRE J. & MICHEL R. (1957) -Age absolu des migmatites du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). C.R. Ac. Sc. Paris, 245, 331-333.
- POGNANTE U. (1989) -Early Alpine eclogitization in talc/chloritoid-bearing Mg.metagabbros and in jadeite-Fe-omphacite-bearing metatrandhjemites from the ophiolites of the Western Alps. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 43 (3), 687-704.
- POGNANTE U., TALARICO F. RASTELLI N. & FERRATI N. (1987) - High pressure metamorphism in the nappes of the Valle dell'Orco traverse (Western Alps collisional belt). J. Metam. Geol., 5, 397-414.
- POTDEVIN J.L. (1984) -Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustés à l'est de Corte (Corse). 3ème partie: déformation par dissolution-cristallisation. Thèse 3ème cycle, Lyon, 82 pp.
- POTDEVIN J.L. & MARQUER D. (1987) -Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. Geodinamica Acta, 1 (3), 193-206.
- PRATO R. (1971) -Il settore centro-occidentale del Massiccio del Gran Paradiso., I-Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico-petrografici del Massiccio del Gran Paradiso. Atti Acc. Sc. Torino, 105, 453-467.
- RAMSAY J.G. (1967) -Folding and fracturing of rocks. Mac Graw & Hill, New York, N.Y., 568 pp.
- RAMSAY J.G. (1979) -Shear zone geometry: a review. J. Struct. Geol., 2 (1/2), 83-89.
- RAMSAY J.G. & GRAHAM R.H. (1970) -Strain variation in shear belt. Can. J. Earth Sci., 7, 786-813.
- RAMSAY J.G. & ALLISON I. (1979) -Structural analysis of shear zones in an alpinized hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 59, 251-279.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1983) -The techniques of modern structural geology. Vol. 1, Academic press, Inc., London., 307 pp.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987) -The techniques of modern structural geology. Vol. 2, Academic press, Inc.,

- London., 393 pp.
- REINHARDT B. (1966) -Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. Novara, Italien)., Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46, 553-678.
- ROVERETO G. (1906) -Geomorfologia del Gruppo del Gran Paradiso. Boll. Club Alp. It., 37, 200-271.
- RUTTER E.H. (1976) -The kinetics of rocks deformation by pressure solution. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 283, 203-219.
- RUTTER E.H. (1983) -Pressure solution in nature, theory and experiment. J. Geol. Soc. London, 140, 725-740.
- SALOT P. (1978) -Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris XI, 183 pp.
- SIMPSON C. (1983) -Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. J. Struct. Geol., 5 (1), 61-72.
- SIMPSON C. (1985) -Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. J. Struct. Geol., 7 (5), 503-511.
- SISMONDA A. (1840) -Osservazioni Mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della carta geologica del Piemonte. Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser.2, 2, 40 pp.
- SORBY H.C. (1863) -On the direct correlation of mechanical and chemical forces. Royal Society of London Proceedings, 12, 538-600.
- SORBY H.C. (1880) -On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. Geological Society of London Quarterly Journal, 64, 171-233.
- STOCKER R.L. & ASHBY M.F. (1973) -On the rheology of the upper mantle. Reviews of Geophysics and Space Physics, 11, 391-426.
- TEALL J.J.H. (1885) -The metamorphosis of dolerite into orneblende shist. Q. Jl. Geol. Soc. London, 41, 133-145.
- TEALL J.J.H. (1918) -Dynamic metamorphism. Proc. Geol. Ass., 29, 1-15.
- TERMIER P. (1904) -Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C.R. IX Congrès Géol. Intern., Vienne, 2, 571-586.
- TRÖGER W.E. (1971) -Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 189 pp.
- TROLLIARD G., POTDEVIN J.L., LARDEAUX J.M. & BOUDEULLE M. (1987) -Transfert de matière dans des roches métamorphiques non déformées. Exemple des métagabbros coronitiques du Rouergue. Bull. Mineral., 110, 439-448.
- VEARNCOMBE J.R. (1983) -High pressure - low temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps. J. Metam. Geol., 1, 103-115.
- VERNON R.H., WILLIAMS V.A. & D'ARCY W.F. (1983) -Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. Tectonophysics, 92, 123-145.
- VISSERS R.L.M. & COMPAGNONI R. (1984) -The structure of the Gran Paradiso basement (Pennine zone, Italian W. Alps). Geologie en Mijnbouw, 63, 89-92.

- VOLL G. (1960) -New work on petrofabrics. Liverpool and Manchester Geologic Journal, 2, 503-567.
- WATTERSON J. (1975) -Mechanism for the persistence of tectonic lineaments. Nature, 253, 520-521.
- WHITE S.H. (1975) -Estimation of strain rates from microstructures. J. geol. Soc. Lond., 131, 577-583.
- WHITE S.H. (1976) -The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 283, 69-86.
- WHITE S.H. (1979) -Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. Contr. Min. Petr., 70, 193-202.
- WHITE S.H., BURROWS S.E, CARRERAS J., SHAW N.D. & HUMPHREYS F.J. (1980) -On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol., 2, 175-187.
- WILLIAMS P.F. (1972) -Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. American Journal of Science, 272, 1-47.

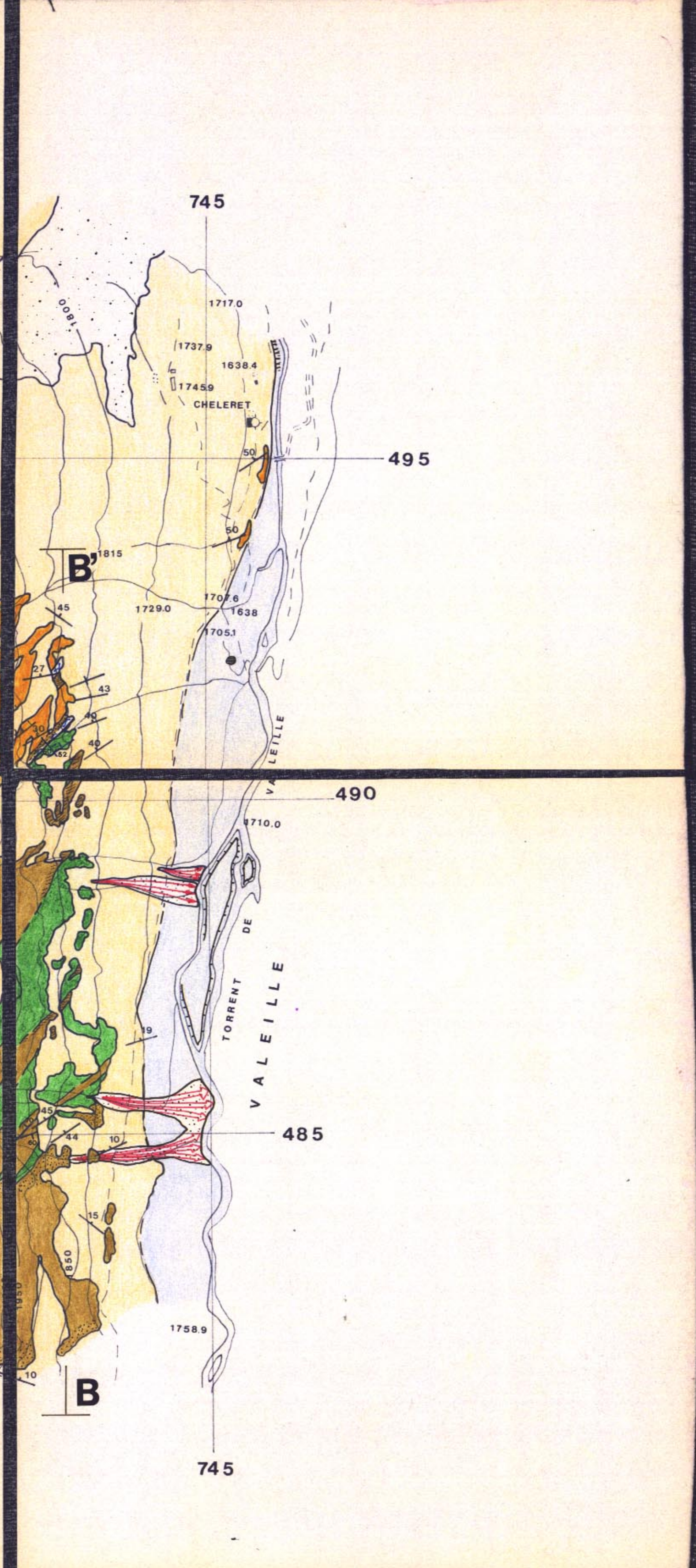
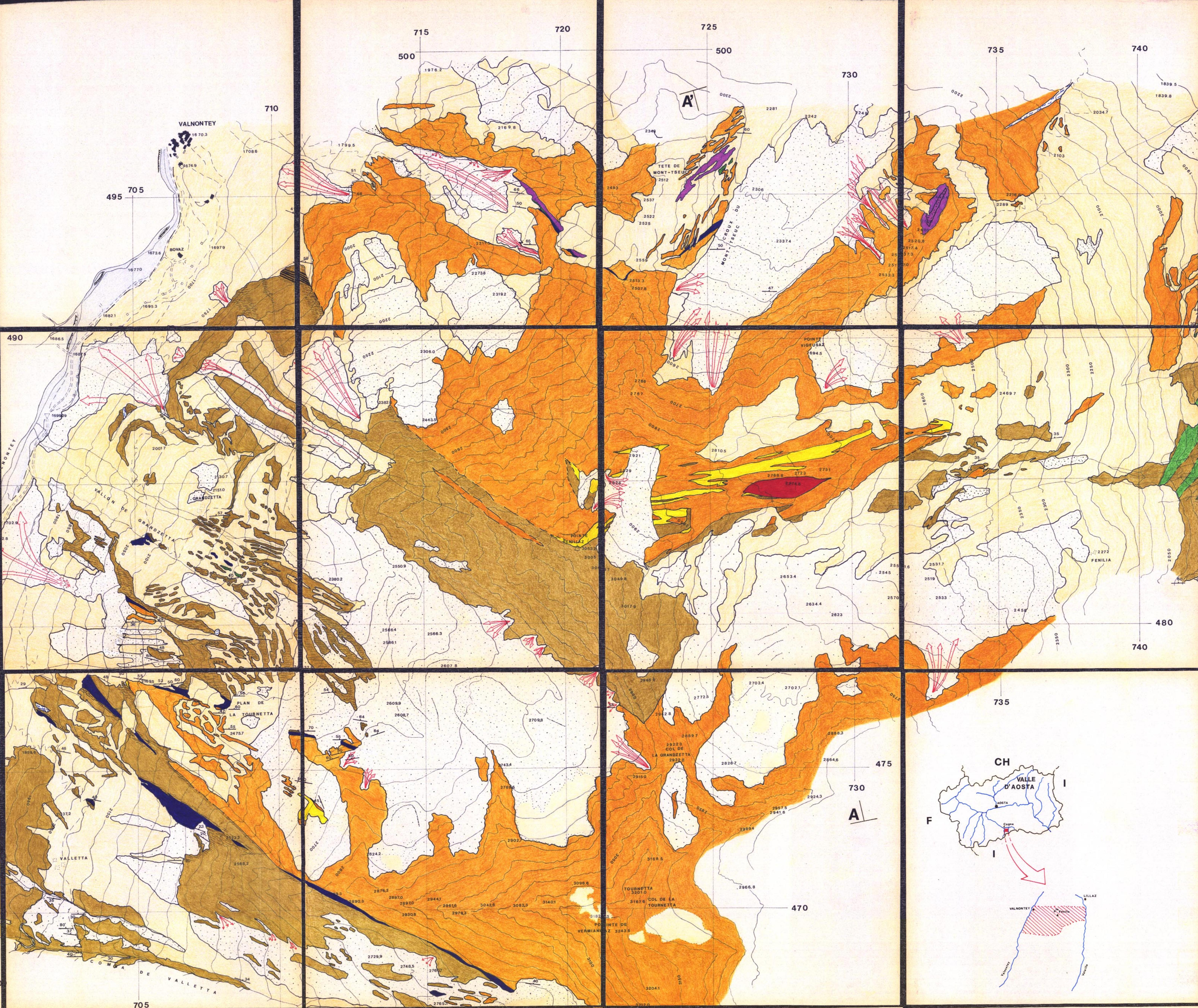
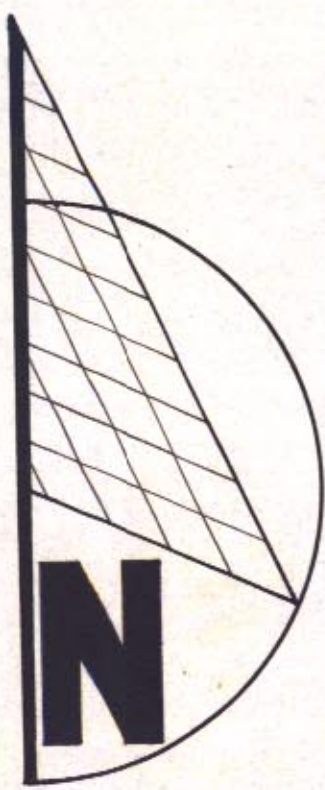
Carte geologiche

- Carta Geologica delle Alpi Occidentali, alla scala 1:400000. R. Ufficio Geologico, 1908.
- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Foglio 41, Gran Paradiso (rilevamenti di S. FRANCHI, E. MATTIROLO, V. NOVARESE e A. STELLA, 1890-1910). R. Ufficio Geologico, 1912.
- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Foglio 42, Ivrea (rilevamenti di S. FRANCHI, E. MATTIROLO, V. NOVARESE e A. STELLA, 1890-1910). R. Ufficio Geologico, 1912.
- Carte Géologique de la France, a l'échelle du 1:50000. Feuille de Tignes (rilevamenti di E. RAGUIN e F.HERMANN), 1930.

CARTA GEOLOGICA
DELLO SPARTIACQUE
VALEILLE-VALNONTÉY
(VALLE D'AOSTA)

SCALA 1:5000

0 500 m



Legenda

- DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI: costituiti in prevalenza da terreni sabbiosi-argillosi, con piccoli elementi angolari; sempre ricoperti dalla coltre erbosa.
- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI E RECENTI: localizzati in prossimità delle aste fluviali dei torrenti Vallette e Valnontéy, costituiti da ghiaie eterometriche con ciottoli fino al metro, immerse in una matrice sabbiosa più o meno abbondante.
- DEPOSITI DETRITICI: formati da grossi blocchi eterometrici (possono raggiungere dimensioni plurimetrie); i blocchi possono dare luogo ad accumuli, giacere sopra i depositi eluvio-colluviali; talora possono dare luogo a forme quali CONI DETRITICI E/O DI VALANGA.
- ROCCHE CARBONATICHE MESOZOICHE: (OVERTHICKENING DELLA GRAN PARADISO).
- MARMI, SCIISTI CARBONATICI, E CANCIELLE: costituenti miscelati a formare delle breccie tettoniche, al tetto delle quali si possono rinvenire dei PIRE A CARBONATO DI CALCIO, ANFIBOLO E QUARZO (V. V.). I marmi possono essere pure disposti regolarmente, con foliazione parallela all'andamento generale.
- FALDA DEL GRAN PARADISO: Gneiss Occhialini e rocce associate.
- "MICASCISTI ARSENITEI": costituiti da prevalente mica chiara, oltre a quantità variabili di quarzo, clorite, sciorlitoide, sgranato e scianche. In questo litotipo si osservano rari fela a sola clorite dalle dimensioni massime di 10-15 centimetri e boudinetti.
- ORTOENSI: a quarzo, albite, biotite, feldspato alcalino, sciorite e raro granato. Questo litotipo comprende varietà da poco deformate a milonitiche. All'interno degli ortoenisi possono trovarsi incisi a composizione più femica, variamente deformati e trasposti.
- METAPLITI: a feldspato alcalino, plagioclasio, quarzo e biotite.
- METAGRANITI: ad albite, feldspato alcalino, quarzo, biotite, mica chiara e sgranato. Sono caratterizzati da una struttura granitica ancora preservata e comprendono incisi a composizione più femica di dimensioni al massimo decimetriche.

- FALDA DEL GRAN PARADISO: Gneiss Minuti.
- GNEISS FINI: a grana fine, costituiti da albite, biotite, quarzo, mica chiara, clorite e sgranato. La variazione nell'abbondanza relativa delle fasi mineralogiche che costituiscono questo litotipo possono dare luogo a eterogeneità composizionali, spesso evidenziate da layering di potenza da centimetrica a decimetrica.
- GNEISS FINI ETROGENAMENTE ALBITIZZATI: a grana fine, costituiti da albite, biotite, mica chiara, granato e sciorite.
- MICASCISTI GNEISSICI: a mica bianca, quarzo, albite, granato, clorite e biotite.
- GNEISS FINI A BANCHE: a grana fine ed estremamente eterogenea, data l'alternanza di letti costituiti nel complesso da quarzo, anfibolo, epidoto, mica chiara, albite, granato e biotite.
- QUARZOMICASCISTI: costituiti da quarzo e mica chiara, sgranato, biotite, e sciorite.
- METANASTITI: a grana fine, mineralogicamente composte da anfibolo, albite, mica bianca, epidoto e granato. Boudinetti e contenuti all'interno degli Gneiss Minuti e di dimensioni al massimo metriche, all'interno in bancate piuttosto potenti (versante sinistro della Vallette).

- Simboli per: MASSO ERSANTO, LIMITE DI NEVATO, Giaciture: orizzontali, verticali, oblique, Faglie: certe, incerte, SINKOLOGIA, CORDONI MESSINICI, CORDO DI TERRAZZO, Limiti: certi, incerti, Traccia di sezione.

Epidistanza tra le curve di livello: 50 m.
La base topografica è stata tratta da un'ingrandimento della cartografia alla scala 1:10000 della Regione Autonoma della Valle d'Aosta (Tavole LILLAZ: 3.74 E, 5.50 N; VALNONTÉY: 3.70 E, 5.50 N; REO DU VALLETTA: 3.70 E, 5.46 N; VALETTE: 3.74 E, 50.46 N).

